F 1329

KAT

R

ACADEMIA REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

SECŢIA DE GEOLOGIE ŞI GEOGRAFIE ŞI
INSTITUTUL DE GEOLOGIE ŞI GEOGRAFIE

1

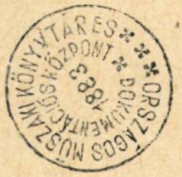
TOMUL VIII
1963

studii şi cercetări de GEOLOGIE

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

ACADEMIA REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

SECŢIA DE GEOLOGIE ŞI GEOGRAFIE
ŞI INSTITUTUL DE GEOLOGIE ŞI GEOGRAFIE



STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE

1

TOMUL VIII

1963

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

COMITETUL DE REDACȚIE

ACADEMICIAN AL. CODARCEA — *redactor responsabil*; ACADEMICIAN N. PETRULIAN — *redactor responsabil adjunct*; ACADEMICIAN M. G. FILIPESCU; I. GAVĂT, membru corespondent al Academiei R.P.R.; ACADEMICIAN M. SAVUL; V. IANOVICI, membru corespondent al Academiei R.P.R., dir. al Institutului de geologie și geografie; GR. RĂILEANU — *membri*; P. ȘOIGAN, cercetător științific — *secretar științific de redacție.*

STUDII ȘI CERCETĂRI DE GEOLOGIE

Apar 4 numere pe an

REDACȚIA:
BUCUREȘTI, Calea Victoriei nr. 125
Telefon 16.71.64

ACADEMIA REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

SECȚIA DE GEOLOGIE ȘI GEOGRAFIE ȘI INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOGRAFIE

STUDII ȘI CERCETĂRI DE GEOLOGIE

Tomul VIII, nr. 1 1963

SUMAR

Pag.

GR. RĂILEANU, S. NĂSTĂSEANU și C. BOLDUR, Date noi asupra limitei tectonice de vest a zonei Reșița (Banat) 7

ION AL. MAXIM și VIRGIL GHIURCA, Varietăți de forme la *Unio Wetzleri flabellatiformis* Mik. din pliocenul de la Derșida — Sălaj 13

IOANA PANĂ, Contribuții la studiul paleoecologic al faunei meoțiene și ponțiene (regiunea Buzău) 35

AURELIA BĂRBULESCU, Contribuții la studiul faunei de lamelibranhiate jurasice din Dobrogea 45

LORIN R. CONTESCU, Facies și tectonică 65

M. SAVUL, A. MOVILEANU, M. DONOS și I. DONOS, Chimismul, distribuția și rolul economic al rocilor carbonatice cretacice din Dobrogea. I. Profilul geochimic al rocilor cretacice de la Cernavodă 79

I. TREIBER și A. SZABÓ, Considerații asupra proprietăților radioactive ale rocilor eruptive masive din Munții Gurghiului de nord 101

I. TREIBER și A. SZABÓ, Contribuții asupra cercetării proprietăților radioactive ale rocilor subvulcanice din Munții Călimanii de nord 111

IOSIF IMREH și GABRIELA IMREH, Studii morfogenetice asupra cristalelor de baritină de la Copăceni 125

AMALIA SZŐKE, Cercetări petrografice și de analiză structurală petrologică în valea Firizei (Baia-Mare) 141

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

ACADÉMIE DE LA RÉPUBLIQUE POPULAIRE ROUMAINE

SECTION DE GÉOLOGIE ET GÉOGRAPHIE ET INSTITUT DE GÉOLOGIE ET GÉOGRAPHIE

ÉTUDES ET RECHERCHES DE GÉOLOGIE

Tome VIII, nº 1 1963

SOMMAIRE

Page

GR. RĂILEANU, S. NĂSTĂSEANU et C. BOLDUR, Nouvelles données sur la limite tectonique occidentale de la zone de Reşiţa (Banat) 7

ION AL. MAXIM et VIRGIL GHIURCA, Variations de formes chez *Unio Wetzleri flabellatiformis* Mik., dans le pliocène de Derşida—Sălaj 13

IOANA PANĂ, Contribution à l'étude paléo-écologique de la faune Méotienne et Pontienne (région de Buzău) 35

AURELIA BĂRBULESCU, Contribution à l'étude de la faune de lamellibranches jurassiques de Dobrogea 45

LORIN R. CONTESCU, Faciès et tectonique 65

M. SAVUL, A. MOVILEANU, M. DONOS et I. DONOS, Chimisme, distribution et rôle économique des roches carbonatées de Dobrogea. I. Profil géochimique des roches crétacées de Cernavoda 79

I. TREIBER et A. SZABÓ, Considérations sur les propriétés radio-actives des roches éruptives massives des monts Gurghiul de nord 101

I. TREIBER et A. SZABÓ, Contribution à la connaissance des propriétés radioactives de roches subvolcaniques des monts Călimanii de nord 111

IOSIF IMREH et GABRIELA IMREH, Etude morphogénétique des cristaux de barytine de Copăceni 125

AMALIA SZÖKE, Recherches pétrographiques et d'analyse structurale pétrologique dans la vallée de Firiza (Baia-Mare) 141

ÉDITIONS DE L'ACADÉMIE DE LA RÉPUBLIQUE POPULAIRE ROUMAINE

АКАДЕМИЯ РУМЫНСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ

ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ И ГЕОГРАФИИ И ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОГРАФИИ

ТРУДЫ И ИССЛЕДОВАНИЯ ПО ГЕОЛОГИИ

Том VIII, № 1 1963

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

Гр. РЭЙЛЯНУ, С. НЭСТЭСЯНУ и К. БОЛДУР, Новые данные о западной тектонической границе зоны Решица (Банат) 7

ИОН АЛ. МАКСИМ и ВИРДЖИЛ ГЮРКА, Изменение форм Unio Wetzleri flabellatiformis Mik., распространенных в плиоцене района Дершида-Сэлаж 13

ИОАНА ПАНЭ, К палеонтологическому изучению мэотической и понтической фауны (область Бузэу) 35

АУРЕЛИЯ БЭРБУЛЕСКУ, К изучению фауны юрских пластинчатожаберных Добруджи 45

ЛОРИН Р. КОНТЕСКУ, Фации и тектоника 65

М. САВУЛ, А. МОВИЛЯНУ, М. ДОНОС и И. ДОНОС, Химизм, распространение и экономическая роль карбонатных пород Добруджи. I. Геохимический профиль меловых пород у Чернавода 79

И. ТРАЙБЕР и А. САБО, Радиоактивные свойства массивных изверженных горных пород северных гор Гургиу 101

И. ТРАЙБЕР и А. САБО, К изучению радиоактивных свойств субвулканических пород Северно-Кэлиманских гор 111

ИОСИФ ИМРЕХ и ГАБРИЕЛА ИМРЕХ, Морфогенетические исследования кристаллов барита, собранных в Копэчени 125

АМАЛИЯ СЁКЕ, Петрографические исследования и структурно-петрологический анализ пород долины Фириза (Бая-Маре) 141

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ РУМЫНСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ

DATE NOI ASUPRA LIMITEI TECTONICE DE VEST A ZONEI REȘIȚA (BANAT)

DE

GR. RĂILEANU, S. NĂSTĂSEANU și C. BOLDUR

Comunicare prezentată de academician G. MURGEANU în ședința din 13 noiembrie 1962

Sedimentarul zonei Reșița, în partea de vest, vine în contact tectonic cu cristalinul de-a lungul unei linii de dislocație de mare amploare. Această linie tectonică a fost pusă în evidență încă de primii cercetători și apoi figurată de Z. Schreter (8) pe prima schiță tectonică a zonei Reșița sub denumirea de dislocație vestică.

Cercetările întreprinse de Gr. Răileanu (5), S. Năstăseanu[1] și C. Boldur[2] au adus o serie de elemente noi care au contribuit la cunoașterea mai exactă a dislocației vestice.

Astfel vîrsta dislocației a fost considerată ca postcretacic inferioară, arătîndu-se că planul ei are uneori caracter de încălecare (Lupac, Moldova-Nouă), alteori este vertical sau ezitant (fig. 2), iar amplitudinea atinge aproximativ 1 000 m.

V. Mutihac (3) consideră că, la sud de Ciclova-Montană, dislocația vestică dispare prin normalizarea relațiilor dintre diverși termeni stratigrafici sau fiind mascată de depozite jurasice transgresive. Prin necunoașterea suficientă a relațiilor juste dintre diferiții termeni stratigrafici și prin confundarea unor depozite jurasice cu cele cretacice, autorul menționat (3) nu numai că nu a exprimat în lucrarea sa realitățile de pe teren, dar a minimalizat importanța acestei linii tectonice. În ceea ce privește vîrsta acestei dislocații, același autor (3) emite ideea existenței unei linii antetitonică sau poate antejurasică, care în prezent este mascată de diferiții termeni ai formațiunilor mezozoice.

---

[1]) S. Năstăseanu, *Prezentarea hărții geologice a zonei Reșița—Moldova-Nouă. Scara 1: 100 000*, Comunicare susținută la Institutul de geologie și geografie, București, 1962.

[2]) C. Boldur, *Raport geologic asupra regiunii Ciclova*, Arh. Com. geol., 1955.

Studii amănunţite efectuate recent în sectorul de la sud de Ciclova, între Mînăstirea Ciclova-Montană şi valea Vraniului, au pus în evidenţă şi aici prezenţa dislocaţiei vestice.

Descifrarea succesiunii stratigrafice reale şi a raporturilor tectonice din apropierea ramei cristaline în acest sector porneşte de la un profil deosebit de clar, ce se poate urmări la obîrşia văii Vraniului. Aici, între şisturile cristaline şi sinclinalul cretacic Cornetul Mare, se conturează o structură strivită, cu depozite jurasice (fig. 1).

Urmărind îndeaproape profilul oferit de valea Vraniului se poate observa următoarea succesiune (fig. 1, *C—C*).

Peste şisturile cristaline se întîlnesc cîţiva metri de conglomerate, gresii şi argile negre (liasic inferior) foarte tectonizate, care suportă calcare noduloase cu *Apthychus* (kimmeridgian superior—tithonian inferior) brecifiate tectonic. Calcarele prezintă căderi de 15 — 35° spre est şi trec progresiv la calcare cenuşii fine cu benzi de silice (oxfordian superior), în care valoarea înclinării este de 40—50° tot spre est. Acestea trec gradat la marno-calcare cenuşii şistoase (oxfordian inferior), care la rîndul lor suportă calcare gresoase cenuşii, cu accidente silicioase (callovian). În continuare, spre est, se întîlnesc din nou conglomerate şi gresii cuarţitice (liasic inferior), după care urmează marnele valanginiene ce aparţin flancului vestic al sinclinalului Cornetul Mare.

Prezenţa gresiilor liasicului inferior la est şi vest de depozitele jurasice superioare pune în evidenţă, pe de o parte, existenţa dislocaţiei vestice între cristalin şi jurasic, iar pe de altă parte existenţafaliei Ghişinului între jurasicul şi cretacicul sinclinalului Cornetul Mare.

Depozitele jurasice dintre dislocaţia vestică şi falia Ghişinului formează o cută strivită, constituită dintr-un sinclinal şi un anticlinal faliat, al căror flanc comun este deversat spre vest (fig. 1). Deversarea acestui flanc aduce kimmeridgian—tithonianul inferior în contact tectonic cu liasicul, permianul sau chiar cu şisturile cristaline. Acest raport tectonic a fost interpretat (3) greşit ca reprezentînd limita de transgresiune a kimmeridgian—tithonianului, iar suita de formaţiuni liasice, caloviene şi oxfordiene a fost atribuită de asemenea greşit tithonianului.

În ceea ce priveşte falia Ghişinului semnalată de noi, aceasta a fost considerată (3) tot ca limită de transgresiune a valangian—hauterivianului peste tithonian.

Stabilirea poziţiei kimmeridgian—tithonianului inferior într-o succesiune stratigrafică inversă exclude posibilitatea raportului de transgresiune a acestuia şi, deci, se infirmă ipoteza vîrstei antetithoniană a liniei Oraviţa (dislocaţia vestică) emisă de V. Mutihac (3).

Cuta descrisă a fost urmărită între cele două linii tectonice, începînd din valea Vraniului către nord prin valea Ghişinului şi valea Ciclovei pînă la Mînăstirea din Ciclova—Montană (fig. 1). Aici nu se mai întîlnesc decît calcare de vîrstă kimmeridgian-tithoniană brecifiate tectonic, stînd peste permian şi suportînd calcare cu japsuri (oxfordian superior).

La sud de valea Vraniului, în afara sectorului discutat, cuta se continuă prin valea Mescăşeni şi Valea Mare pînă la Ilidia (fig. 2), unde este

laminată complet, iar falia Ghișinului face corp comun cu linia tectonică principală respectiv linia Oraviței care, mai la sud, este mascată de depozite neogene (fig. 2).

Linia tectonică, cunoscută în literatura geologică mai veche sub numele de linia Oravița, este o dislocație de mare amploare și cu o adîncă semnificație. Pe teritoriul R. P. Romîne, ea se poate urmări de la Moniom în nord și pînă la Moldova-Nouă în sud, trecînd : pe la Cioaca-Lupac (la vest de satul Lupac), pe la vest de Ciudanovița și est de Oravița, Ciclova-Montană și Ilidia, pe la Sasca-Montană și pe la Coronini — Dunăre, de unde trece pe teritoriul R. S. F. Iugoslavia.

Din relațiile formațiunilor mezozoice ale zonei Reșița cu fundamentul de șisturi cristaline reiese în mod evident existența și caracterul acestei dislocații (fig. 2). La nord de Moniom și Cioaca-Lupac, șisturile cristaline încalecă peste formațiunile carbonifere. Mai spre sud, linia este mascată de formațiunile pliocene din bazinul Carașovei. De la valea Carașovei spre sud, linia este redresată aproape la verticală pînă la Ciclova-Montană. De aici mai departe spre sud pînă la Ilidia, planul acestei dislocații (datorită unei puternice împingeri de la vest) înclină spre est. De la Ilidia pînă la valea Nerei, linia este mascată de depozitele mio-pliocene. De la valea Nerei înspre Dunăre este de asemenea evidentă, avînd planul aproape vertical sau ușor înclinat spre vest. La Moldova-Nouă însă, șisturile cristaline avansează mult spre formațiunile mezozoice ale zonei Reșița, prezentînd caracterul unui plan de încălecare.

Studiile minuțioase făcute [1] (5), (6), (7), (8) au dovedit existența acestei linii datorită unor împingeri evidente de la vest spre est, care i-au imprimat caracterul unui plan de contact anormal de-a lungul căruia șisturile cristaline au încălecat sedimentarul zonei Reșița. Caracterul ezitant pe care îl are în prezent planul acestei dislocații se datorește desigur mișcărilor oscilatorii, care au afectat în mod deosebit compartimentele majore separate de această linie.

Este foarte probabil că această linie se continuă și spre nord de Moniom, fiind mascată de depozitele mio-pliocene.

La sud de Dunăre, linia tectonică — cunoscută sub numele de linia Moravei (4), (7) — a fost pusă în evidență de cercetătorii iugoslavi pînă la frontierea cu R. P. Bulgaria. Este foarte probabil ca această linie să corespundă cu linia de ruptură ce separă Masivul Rodope de Balcani.

Linia Oraviței trebuie considerată ca o dislocație profundă, în lungul căreia s-au produs intruziunile de banatite, care se înșiră de la nord la sud. De asemenea, ea a fost sensibilă la mișcările seismice, fiind considerată de I. Atanasiu (1) printre liniile seismice principale ale cutremurelor banatice.

Raporturile dintre fundamentalul de șisturi cristaline și sedimentarul zonei Reșița, prezența unui magmatism și a unei seismicități legate de linia de contact anormal a Oraviței, sînt atîtea dovezi incontestabile despre amploarea și importanța ei.

---

[1] C. Boldur și S. Năstăseanu, *Op. cit.*

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ЗАПАДНОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ГРАНИЦЕ ЗОНЫ РЕШИЦА (БАНАТ)

РЕЗЮМЕ

Авторы доказывают существование дислокационной линии Оравица на участке Чиклова Монтанэ — Илидия, где она считалась до настоящего времени перекрытой титонскими отложениями.

Авторы указывают простирание этой линии вдоль зоны Решица, а затем к югу от Дуная.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Геологическая схема западной окраины зоны Решица, южнее Чиклова Монтанэ.

Рис. 2. — Западная тектоническая граница зоны Решица (линия Оравица).

NOUVELLES DONNÉES SUR LA LIMITE TECTONIQUE OCCIDENTALE DE LA ZONE DE REŞIŢA (BANAT)

RÉSUMÉ

Les auteurs démontrent la présence de la ligne de dislocation d'Oraviţa, dans le secteur de Ciclova-Montană — Ilidia, où elle était considérée comme recouverte par les dépôts transgressifs d'âge tithonique.

Ils font ressortir l'ampleur de cette ligne tout le long de la zone de Reşiţa, ainsi que son prolongement vers le sud du Danube.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Esquisse géologique de la bordure ouest de la zone de Reşiţa, au sud de Ciclova-Montană.

Fig. 2. — La limite tectonique occidentale de la zone de Reşiţa (ligne d'Oraviţa).

BIBLIOGRAFIE

1. ATANASIU I., *Cutremurele de pămînt şi sensibilitatea seismică în Romînia*, Anal. Acad. R.P.R., Secţ. geol., geogr. şi biol., Seria A, Mem. 5, 1949, I.
2. CODARCEA AL., *Vues nouvelles sur la tectonique de Banat Méridional et du Plateau de Mehedinţi*, An. Inst. geol. Rom., 1940, **XX**.

3. MUTIHAC V., *Studii geologice în partea mediană a zonei Reșița—Moldova Nouă (Banat)*, Ed. Acad. R.P.R., Bibl. geol. și pal. IV, București, 1959.
4. PETKOVIĆ K., *Esquisse de la structure de la Serbie Orientale*, Extrait du Glas de l'Académie royale Serbie, Belgrad, 1930, *CXL*.
5. RĂILEANU GR., *Considerațiuni generale asupra geologiei Banatului de vest*, Anal. rom.-sov., seria geol., 1957, *4*.
6. RĂILEANU GR., NĂSTĂSEANU S. și MUTIHAC V., *Cercetări geologice în regiunea dintre Armia și Doman (zona Reșița—Moldova Nouă)*, Bul. științ. Acad. R.P.R., Secția de geologie-geografie, 1957, **II**, *2*.
7. RĂILEANU GR., NĂSTĂSEANU S. și DINCĂ I., *Geologia regiunii dintre valea Nerei și Dunăre*, Stud. și cercet. geol., 1961, **VI**, *1*.
8. SCHRETER Z., *Beitrage zur Tektonik des südlichen Teiles des westlichen Krassos-zörenyer-kalkgebirges*, Jaharsb. k. ung. geol. Anst. Budapesta, 1910.
9. SUCIĆ-PROTIĆ Z., *Stratigraphie et tectonique des montagnes de Golubac (Serbie Orientale)*, Ann. Géol. de la Péninsule Balkanique, Belgrad, 1961, **XXVIII**.

VARIETĂȚI DE FORME LA *UNIO WETZLERI FLABELLATIFORMIS* MIK. DIN PLIOCENUL DE LA DERȘIDA—SĂLAJ

DE

ION AL. MAXIM și VIRGIL GHIURCA

Comunicare prezentată de academician M. G. FILIPESCU în ședința din 5 iunie 1962

În cursul cercetărilor întreprinse de noi asupra unor resturi de mamifere descoperite în satul Derșida pe pîrîul Peșterii, am putut urmări în amănunt componența unui culcuș cu unionizi, care reprezintă un adevărat banc de cochilii.

Istoric. Formele de aici au fost semnalate și chiar descrise nu de mult (1954) de M. P a u c ă (8). Deși regiunea aceasta a fost relativ destul de mult cercetată în legătură cu zăcămintele de lignit din apropiere, totuși în studiile făcute pînă în prezent nu găsim nici o mențiune despre resturile de unionizi de mai sus (2), (5), (6), (9).

Aflorimentul. Cuibul de scoici este situat în partea de sus a pîrîului Peșterii, afluent de stînga al pîrîului Blidarilor, care se varsă în Crasna ceva mai în avale de satul Derșida (fig. 1). În punctul unde pîrîul Peșterii începe să se ramifice, la bază găsim descoperite gresii gălbui puțin cimentate, fine, aleurito-pelitice. În aceste gresii se intercalează o fîșie de 0,40 m, alcătuită din valve de unionizi, cu foarte puțin material întrepătruns. Deși această fîșie pare să formeze un orizont, ea nu constituie totuși un nivel continuu, deoarece nu se mai regăsește pe malul drept al pîrîului. Ca atare, unionizii din acest loc reprezintă mai mult un *cuib* decît un orizont.

Peste banda cu unionizi, la capătul de sus al rîpei de pe malul stîng, se succed aceleași gresii, care trec la argile marnoase gălbui, pe alocuri cu fîșii de marne, pe care se dezvoltă apoi solul (fig. 2).

Depozitele profilului prezentat mai sus fac parte din formațiunile *pliocene*, care au o răspîndire generală în regiune.

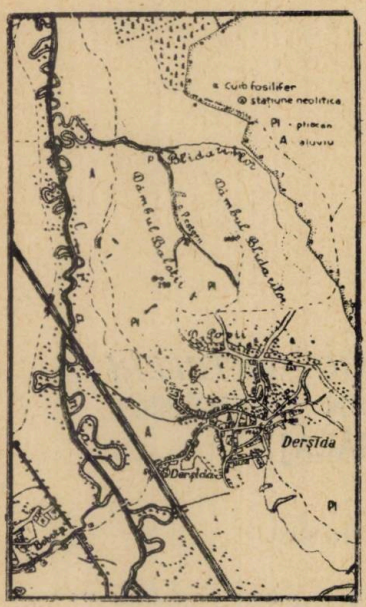


Fig. 1. — Derşida şi împrejurimi. Încadrarea punctului fosilifer — schiţă geologică.

Variaţiile de forme. Formele de aici atrag atenţia nu numai prin integritatea lor, ci mai ales prin deosebirile dintre ele, atît ca mărime, aspect, ornamentaţie externă, cît şi ca organizare internă.

În faţa atîtor diferenţieri, care reprezintă o caracteristică a unionizilor, am recoltat la întîmplare un număr cît mai mare de scoici întregi şi pe cît posibil perechi (peste 150 de exemplare), pentru a le putea urmări mai îndeaproape variabilitatea.

Este cunoscut faptul că, la unionide, organele cele mai sensibile (3), care reflectă în cea mai mare măsură schimbările mediului, nu sînt părţile viscerale, ci tocmai elementul cel mai rigid, cochilia. Ca atare, la orice schimbare de mediu, cochilia lor este cea care reacţionează imediat, prin culoare, formă, mărime (suprafaţă, volum), ornamentaţie, grosimea pereţilor, aspectul umbonelui, al ţîţînii, precum şi prin întreaga ei conformaţie. De aceea cochilia constituie un criteriu fundamental de recunoaştere a varietăţilor şi a speciilor.

Ţinînd seama de aspectul cochiliei, constatăm de la început că materialul recoltat se poate împărţi în două grupe distincte :

a) forme juvenile, la care cochilia prezintă elementele topologice abia schiţate, pe cale de dezvoltare ;

b) forme adulte, cu o conformaţie şi organizare a cochiliei bine stabilizată.

Din întregul material avut la dispoziţie am ales formele mai specifice, pe care apoi le-am considerat drept tipuri etalon, holotipuri, şi în jurul lor am grupat apoi toate formele identice sau foarte apropiate, delimitînd astfel o variaţie.

Fig. 2. — Pîrîul Peşterii. Orizontul fosilifer (x).

DIFERITE TIPURI DE FORME ADULTE, VARIAŢII DIN CULCUŞUL FOSILIFER

Variaţia A. Holotipul (pl. I, fig. 14) are numărul de inventar

A. 3 523 și se află în colecția Catedrei de paleontologie-stratigrafie a Universității „Babeș-Bolyai" din Cluj.

Caracterul distinctiv: costația regiunii posterioare puțin reliefată, tip wetzlerian, talie mică.

Descrierea. Eșantionul-tip este bivalv, aproape întreg; îi lipsește doar pătura externă din colțul inferoanterior; zona lamelară internă în care se găsește cochilia îl mulează.

Morfologia externă. Forma aceasta este oval-alungită, are partea anterioară mult mai scurtă, cu un contur larg oval sau ușor circular; partea posterioară este pronunțat alungită, iar conturul formează un oval mai ascuțit, nesimetric, cu vîrful împins spre marginea inferioară. Proporția dintre partea anterioară (2,7 cm) și cea posterioară (7,7 cm) este reprezentată prin raportul 1 : 2,7. Grosimea cochiliei este de 3,2 cm.

Pelicula externă și mai ales păturile de sub ea prezintă o succesiune de striuri fine, binecunoscute la unionide, care la acestea, spre deosebire de formele actuale, sînt șterse la suprafață și mult mai distincte în fișiile imediate de dedesubt. Țesătura acestor striuri se grupează în zone care se succed spre partea ventrală în benzi cînd mai înguste cînd mai largi, dînd și un aspect net perceptibil în trepte; uneori, la exterior, prezintă și fenomene de irizație. De fapt, ele sînt mai vizibile numai în păturile imediate de sub învelișul extern, dar și în aceste cazuri striurile de sus, de sub umbone, sînt ceva mai estompate, devenind mai evidente mai jos spre linia paleală. La tipul urmărit se remarcă 12—13 zone striuri.

Liniile lor marginale, urmărite mai îndeaproape, au următoarea conformație: linia cardinală posterioară merge de la axul umbonelui aproape drept pe două treimi din lungimea ei, pe ultima treime coboară brusc, desenînd un oval. Linia inferioară paleală are un desen drept, aproape paralel cu linia cardinală pînă dincolo de perpendiculara coborîtă din umbone, de unde se arcuiește mult, formînd ovalul circular al părții anterioare. Linia cardinală anterioară are un desen oblic pronunțat pînă în axul umbonelui.

Umbonele este șters, larg arcuit; punctul de unde linia cardinală înclină în sensuri opuse este o caracteristică a sa.

Ornamentația. Ea este limitată numai la porțiunea posterioară a cochiliei, ușor redusă la un oval, care se încadrează într-un triunghi cu una dintre catete în linia cardinală. Din punctul de unde linia de contur oval se termină în latura paleală pornește spre umbone o creastă cu aspect carenal, care se individualizează apoi în prima coastă; datorită bombării, ea apare foarte evidentă, iar spre umbone se șterge, în urma comprimării sale în vîrful umbonelui; această coastă o vom numi coastă carenală. În arcul ovalului posterior se mai văd ondulații, care încep să se concretizeze în dungi mai evidente către marginea ovalului, însă care dispar spre umbone. Zbîrciturile acestea se repetă spre marginea cardinală, unde sînt ceva mai numeroase și se șterg cu cît înaintează spre umbone, astfel că, în afară de prima coastă carenală, însoțită și ea de o ușoară șănțuire spre partea anterioară, celelalte coaste se reduc la simple zbîrcituri, care abia se individualizează.

Dacă în ceea ce privește unele dintre caracterele enumerate toate cele 10 forme grupate aici sînt identice, în privința ornamentației găsim deosebiri. Există forme (pl. I, fig. 15) la care, în afară de prima coastă, tot triunghiul ornamentar se reduce la niște mici neregularități. Sînt altele la care ornamentația este foarte șterșă; de asemenea, există o formă la care după prima coastă urmează o a doua, cu o bifurcație evidentă la partea inferioară, după care striurile în semievantai sînt din ce în ce mai puțin perceptibile.

Lipsa unei costații evidente este marcată și prin îmbinarea valvelor în partea lor posterioară, care aici se face *nu* prin angrenare, ci prin ali-

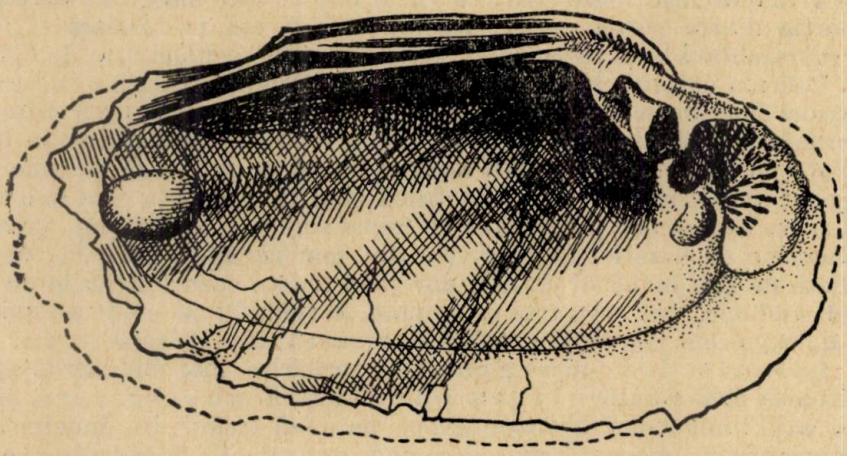


Fig. 3. — Holotipul variației A. Valva dreaptă interior, se vede impresiunea mantalei, precum și aspectul mușchilor.

pire, ceea ce arată că ornamentarea *nu* a cuprins întreaga grosime a valvelor, ci se limitează numai la porțiunile lor superficiale.

Organizarea internă. Impresiunea *mantalei* este îndepărtată mult spre interior de la linia marginii valvei; ea pornește de la inserția mușchiului anterior și merge paralel cu valva pînă la impresiunea mușchiului posterior, unde se termină (fig. 3).

Mușchiul anterior are o impresiune rotunjită dreptunghiular și așezată imediat sub dinții cardinali. Trei pătrimi din suprafața sa dinspre dinți prezintă evidente rugozități reticulare, neregulate, cărora li se alătură un segment neted.

Mușchiul posterior are impresiunea plasată exact la terminarea regiunii posterioare și sub dinții laterali posteriori; forma sa este suborbiculară, netedă și ușor adîncită în sideful feței interne.

Tîțîna valvei stîngi prezintă doi dinți cardinali: unul anterior axului umbonal, avînd aspectul unei piramide; peretele dinspre impresiunea musculară este drept, iar vîrful proeminent; al doilea este plasat chiar pe linia umbonelui, fiind mai mic, piramidal cu baza largă. Alveola dintre aceștia are forma unei despicături

largi, cu striuri transversale. Dintele cardinal posterior se înclină relativ mult spre interiorul valvei ; sub el se găsește un fel de tunel de formă conică, prin a cărei umplere la mulajele interne apare ca un cioc umbonal foarte pregnant, de aspectul unei piramide cu laturile inegale (fig. 4).

Latura cardinală posterioară, mult mai alungită, poartă în lungul ei doi dinți laterali de aspect lamelar, dintre care cel intern are o conformație lamelară cu vîrf ascuțit mai evident în părțile posterioare. Dintele extern, de aspect tot lamelar, este mai scurt, fără a se efila într-o creastă mai ascuțită ; de fapt, el nici nu apare bine individualizat decît

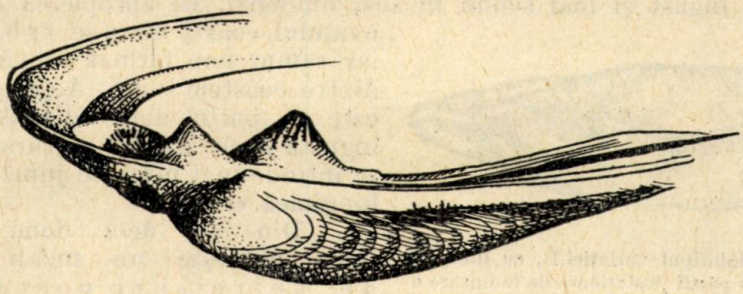


Fig. 4. — Holotipul variației A. Valva stîngă, regiunea cardinală cu cei doi dinți cardinali și dinții laterali.

în cele două treimi posterioare, spre partea anterioară părînd a face corp comun cu muchia valvei. În tot lungul lui se văd striații fibrilare fine.

Valva dreaptă are un singur dinte cardinal. situat anterior umbonelui, de aspect piramidal, cu patru fețe bine reliefate, pe laturi cu striații fine sub formă de hașuri verticale. Muchia posterioară a valvei poartă un dinte lateral, care dă impresia mai mult a unei proeminențe sub formă de creastă lungă, prezentînd de asemenea o serie de zimți verticali.

Ligamentul, în formă de panglică cu capetele ascuțite, este plasat în golul cardinal al celor două valve, unde atinge o lățime de 0,7 cm.

Dimensiuni : lungimea anteroposterioară : 10,4 cm ; diametrul umbono-ventral (înălțimea) 5,5 cm ; grosimea măsurată în punctul de întretăiere a celor două linii : 3,2 cm.

Dintre cele 10 eșantioane grupate aici, 4 sînt aproape de aceeași talie, 3 ceva mai mari, iar unul — cu o treime mai lung și mai înalt decît celelalte.

Din descrierea prezentată reiese că variația aceasta diferă de restul populației fosile, apropiindu-se de formele colectate de prof. Ioan Al. Maxim de la Derna și date ca *Unio Wetzleri.*

Variația B. Holotipului cu numărul de inventar B. 3 525 i se atașează 23 de piese din formele recoltate.

Caracterul distinctiv : costația regiunii posterioare pronunțat reliefată, talie mijlocie (pl. I, fig. 16).

Descrierea. Individul este aproape întreg, bivalv, lipsindu-i doar partea cea mai externă a peretelui cochiliar.

Morfologia externă. Se distinge de variaţia A mai ales prin ornamentaţie şi talie, care în medie este ceva mai mare decît a formelor A.

Ornamentaţia. Din umbonele scund se individualizează posterior o creastă, care leagă umbonele cu zona de îndinţare a ovalului posterior şi care este mult lărgită în porţiunea ei distală. Din acest motiv, „coasta aceasta carenală" are mai mult aspectul unei „pene". Coasta carenală, chiar de la concretizarea ei din umărul umbonelui, este însoţită de încă o coastă, care pare a fi mai mult o ramificaţie de început a acesteia. Cele două coaste limitează între ele un şanţ paleal larg şi mai adînc în jos; mai îngust şi mai scund în sus, umbonal. În apropierea marginii ovalului, coasta mare se rebifurcă, iar ramul nou format ocupă spaţiul dintre coastele lungi. Această coastă este cu puţin mai ridicată şi mai îngustă decît coasta alăturată şi nu se întinde mai mult de jumătate din lungimea coastei.

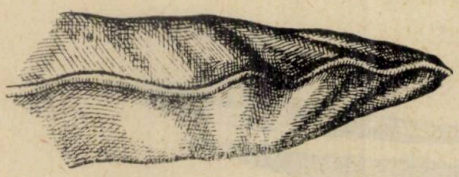


Fig. 5. — Holotipul variaţiei B, cu linia sinusoidală a părţii posterioare de îndinţare a celor două valve.

Din cea de-a doua coastă mare porneşte un mănunchi de zbîrcituri costale (în număr de şapte), cu dispoziţie în semievantai şi arcuite spre linia ligamentară. Ele sînt ceva mai şterse decît la variaţia A.

Urmărind zona parietală de închidere a celor două valve pe linia ovalului posterior, se constată că este total netedă, ceea ce arată că zbîrciturile în evantai sînt numai superficiale şi nu au afectat de loc pereţii valvelor. În schimb, faldurile corespunzătoare celor două coaste, ca şi bifurcaţiile lor, încreţesc întreaga valvă, deci cele trei ondulaţii mari au prins în faldurile lor grosimea valvelor, determinînd o angrenare sinusoidală (fig. 5).

Toate eşantioanele cuprinse în această variantă prezintă cele *două coaste mari, bine vizibile*, iar unele (8 eşantioane) au şi bifurcaţia de jos a coastei carenale la fel cu a holotipului.

În această categorie am mai inclus încă 15 piese, care nu au ramificaţia coastei carenale, în schimb sînt evidente cele două coaste mari (pl. I, fig. 17).

Organizarea internă. Linia mantalei are aceeaşi alură ca la variaţia A.

Impresiunea muşchiului anterior este reniformă şi nu circulară. Inserţia musculară este puternic adîncită, cu fundul tapetat de aceleaşi rugozităţi într-o reţea de fibre dirijate de la margine spre interior, alcătuind un desen puţin deosebit de acela al variaţiei A. Porţiunea netedă este semilunară şi ocupă numai o pătrime din totalul ariei sale. Pe latura dinspre interiorul cochiliei, impresiunea formează un intrînd (hil), în care pătrunde, sub forma unei mici scobituri ovale, impresiunea anterioară a muşchiului piciorului.

Muşchiul posterior prezintă o impresiune netă, bine vizibilă, cu aspect oval ce se poate înscrie într-un triunghi cu vîrful spre linia

cardinală. Forma, conturul impresiunii, ca și dimensiunea inegală a impresiunii mușchiului, deosebesc formele acestea de celelalte unionide, la care conturul mușchiului posterior este aproape circular.

Ț î ț î n a v a l v e i s t î n g i are cei doi dinți cardinali de aceeași mărime și mai scunzi; cel anterior umbonelui este mai bont, iar cel de sub umbone are o siluetă mai net piramidală (fig. 6). Dinții laterali posteriori sînt pe același tip de organizare ca la variația A.

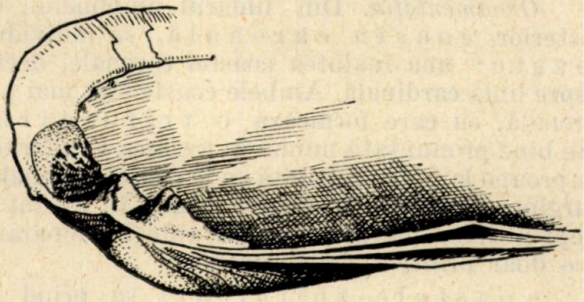


Fig. 6. — Holotipul variației B. Interiorul valvei stîngi cu organizarea zonei cardinale. Dinți cardinali de aceeași mărime.

V a l v a d r e a p t ă are dintele cardinal piramidal, retezat la vîrf, ușor aplecat spre bordul ventral; anterior și la bază este însoțit de un călcîi striat. Alveola, situată în spate, este mare și bine conturată de p r o t u b e r a n ț e, așezate înapoia umbonelui. Dintele lateral se indi-

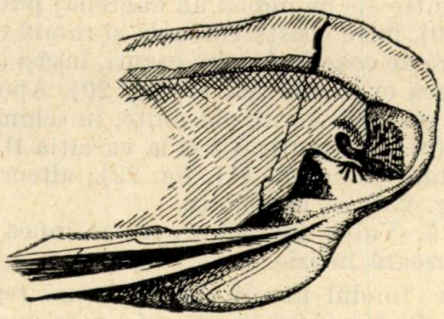


Fig. 7. — Holotipul variației B. Valva dreaptă cu dintele cardinal piramidal și alături o protuberanță bine reliefată.

vidualizează numai pe un interval de circa 11 mm, formînd un fel de bară (fig. 7).

D i m e n s i u n i: diametrul anteroposterior: 10,7 cm; diametrul umbono-ventral: 5,5 cm; grosimea: 3 cm.

Dintre cei 23 de indivizi din colecție, 9 sînt circa de aceeași mărime, 8 indivizi sînt mai mici, iar 5 depășesc holotipul cu cîte o treime.

Din cele de mai sus rezultă că prezența în ornamentație a celor două coaste mari, a căror pliere afectează întreaga valvă, precum și nereliefarea, dusă uneori pînă la ștergerea totală a coastelor mici din zona ligamentară, dau un aspect propriu acestei varietăți.

Variația C. Holotipul a fost înregistrat cu numărul C. 3 527; am grupat aici 33 de piese.

Caracterul distinctiv: costaţia regiunii posterioare puternic reliefată, talie mare.

Descrierea. Morfologia externă. Formele acestei variaţii se disting de cele precedente prin aceleaşi particularităţi prin care se deosebeşte forma B de forma A : ornamentaţie şi talie. Caracterele acestea sînt atît de pronunţat dezvoltate, încît nu se mai află la alte categorii din cuprinsul formelor de la Derşida (pl. II, fig. 18).

Ornamentaţia. Din umărul umbonelui, din care se formează spre posterior coasta carenală, se individualizează încă alte două coaste: una înaintea coastei carenale, deci spre linia paleală, şi alta înspre linia cardinală. Ambele coaste sînt mai puţin pregnante decît coasta carenală, cu care formează o trifurcare. Coasta ram anterioară este bine pronunţată numai în treimea ei inferioară, unde este şi mai largă şi aproape la fel de reliefată ca şi coasta carenală. Capătul ei de jos dinspre marginea paleală nu se mai prinde în ovalul posterior, ci în segmentul drept al liniei paleale, iar spre anterior separarea ei de corpul valvei se face doar printr-o slabă şănţuire.

Coastele-zbîrcituri se prind de ramul dinspre partea cardinală ligamentară. Aceste coaste au o dispoziţie de asemenea în semievantai radiar, sprijinindu-se cu baza lor ceva mai largă pe linia cardinală posterioară. Conformaţia lor este mai conturată decît la variaţia B, uneori putîndu-se număra 7—8 dungi.

Linia de îmbinare a celor două valve prin ondulaţiile corespunzătoare coastelor sau şănţuirilor dintre ele ne indică un angrenaj puternic.

În unele cazuri (pl. II, fig. 19), între coasta carenală şi ramul coastă anterior ei se mai schiţează o boltire de coastă. În alte cazuri, însăşi coasta carenală este bifurcată în porţiunea ei bazală (pl. II, fig. 20). Apoi sînt forme la care una dintre valve are cele trei coaste obişnuite, în schimb perechea ei nu are decît două coaste (pl. II, fig. 21). Ca şi la variaţia B, uneori coastele-zbîrcituri în semievantai lipsesc (pl. III, fig. 22); alteori însă ele apar bine reliefate (pl. III, fig. 23), ca la holotip.

Organizarea internă. Valva dreaptă are impresiunea mantalei marcată mai mult printr-o uşoară incizie.

Muşchiul posterior are fundul net şi conturul mai regulat, deosebindu-se astfel de al variaţiei B. Muşchiul anterior îşi menţine regularitatea rugozităţii fibrelor, amintite la variaţia B. Impresiunea muşchiului piciorului are aspectul unui jgheab mai neregulat.

Ţîţîna valvei stîngi are dinţii cardinali, masivi, puternici şi mai ales inegal dezvoltaţi. Dintele de sub umbone este aproape de două ori mai mare decît perechea sa, fiind susţinut de o bază piramidală. Atît alveola, cît şi muchiile dinţilor sînt evident zimţate.

Dinţii lamelari sînt bine reliefaţi, mai ales pe jumătatea posterioară a marginii dorsale; cel intern este mare, în formă de creastă viguroasă şi zimţată uşor oblic.

Valva dreaptă are dintele mare piramidal, cu vîrful bine cioplit. Dintele lateral are aspectul unei creste mai teşite, pe care se găsesc zimţii, însă nereliefaţi, dispuşi de asemenea puţin oblic.

Dinții laterali atît ai valvei stîngi, cît și ai celei drepte suferă în zona mijlocie o ușoară îndoire, cu boltirea în sus spre ligament (fig. 8).

Dimensiuni: diametrul antero-posterior: 11,6 cm; diametrul umbono-ventral: 6,1 cm; grosimea: 3,5 cm.

Mărimea formelor grupate aici arată o mai mare uniformitate decît la celelalte varietăți; astfel, dintre 33 de forme recoltate, în jurul holotipului se grupează 18, deci majoritatea; 7 sînt mai mari și 8 cu ceva mai mici decît acesta.

Toate varietățile descrise pînă aici (A, B, C) prezintă o serie de deosebiri, care izvorăsc din aceleași procese evolutive ale ornamentației, care se dezvoltă atît în număr, cît și în volum. Astfel, de la forme cu o singură coastă carenală, puțin reliefată (A), se ajunge la forme cu trei coaste bine conturate și pregnante, în timp ce coastele-zbîrcituri, sprijinite pe linia ligamentară, rămîn aproape cu aceeași înfățișare. Mai mult chiar, se întîlnesc cazuri numeroase cînd coastele-zbîrcituri dispar cu totul, iar în locul lor zona prezintă fețe netede. Aceste cazuri se înmulțesc de la variația A către C, frecvența crescînd la formele cu talie mai mare și cu o bombare mai accentuată a valvelor în această zonă, deci a cochiliilor cu perete de grosime apreciabilă.

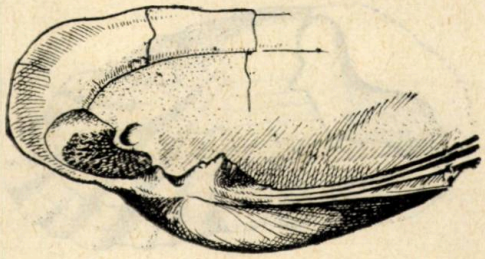


Fig. 8. — Holotipul variației C. Valva stîngă, zona cardinală.

Variația D. Holotipul a fost înscris sub numărul D. 3 529, în jurul său grupîndu-se 5 exemplare din materialul colectat.

Caracterul distinctiv: prezența ornamentației costale pînă aproape la jumătatea cochiliei (pl. III, fig. 24).

Morfologia externă. Variația aceasta se deosebește de tipurile tratate prin ornamentarea cochiliei, pe o suprafață mai mare, costația extinzîndu-se și în părțile mediane. Ca atare, aici coastele și zbîrciturile costale nu se limitează numai pe porțiunea posterioară în triunghiul marcat de coasta carenală, linia ligamentară și ovalul posterior ci ele sînt prezente și înaintea coastei carenale.

Astfel, anterior coastei carenale se află o coastă bine conturată, dar puțin mai plată, însoțită spre anterior de un șanț, precum și de alte două coaste ceva mai șterse, evident separate (fig. 9).

Dintre formele cu talie mare, două au aceeași organizare ca holotipul, însă unele dintre formele mai mici se abat de la acesta. Astfel, un eșantion (pl. III, fig. 25) are, anterior coastei carenale, o coastă mai evidentă și una mai stearsă; în schimb, spre partea anterioară umbonelui și în zona lui mai proeminentă se disting circa 6 dungi fine, dispuse aproape

paralel, formînd grupa umbonală anterioară de zbîrcituri. În jos spre bordura ventrală, după intercalarea unei fîşii netede de circa 1 cm, urmează iarăşi un grup de dungi mai groase şi mai lungi (5 la număr), alcătuind grupa de jos de coaste-zbîrcituri. La partea bazală a cochiliei, ele se şterg tot mai mult prin aplatisare, fără însă a dispărea complet; ele par a continua în partea de jos printr-un fel de ondulaţii imperceptibile (pl. IV, fig. 26).

Un al doilea eşantion (pl. IV, fig. 27) are aceeaşi dispoziţie ornamentară ca şi precedentul, cu deosebirea că prezintă numai grupul superior umbonal de zbîrcituri, cel inferior lipsind.

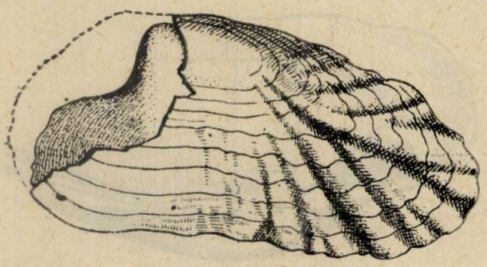


Fig. 9. — Holotipul variaţiei D. Aspectul exterior cu costaţia dezvoltată pînă în zona mediană.

Al treilea eşantion are de asemenea numai cîmpul superior de zbîrcituri umbonale, însă mult mai puţine (doar 3 mai vizibile).

Organizarea internă. Nu putem da o descriere, deoarece nu am reuşit să desfacem cu uşurinţă valvele nici unuia dintre eşantioane.

Dimensiuni: pentru holotip posedăm date incomplete, datorită proastei conservări. Vom da însă pentru completare şi dimensiunile eşantionului, care are două cîmpuri de zbîrcituri. La holotip: diametrul anteroposterior (pe marginea mulajului intern): 11,4 cm; diametrul umbono-ventral (date complete): 5,4 cm; grosimea (date complete): 3,1 cm. Eşantionul 2: diametrul anteroposterior: 9 cm; diametrul umbono-ventral: 4,8 cm; grosimea: 2,6 cm.

Ornamentaţia valvelor pe majoritatea suprafeţei lor este un element morfologic distinctiv, care justifică gruparea acestor 5 exemplare într-o variaţie aparte. Prezenţa acestei variaţii are o importanţă deosebită, indicînd o tendinţă de generalizare a ornamentaţiei cochiliei pe toată suprafaţa sa.

Variaţia E. Holotipul poartă numărul E. 3 531; în cadrul său am inclus 14 exemplare din totalul formelor.

Caracterul distinctiv: cochilia are forma pronunţat alungită posterior, cu marginea ei ventrală accentuat sinuoasă (pl. IV, fig. 28).

Morfologia externă. Am separat variaţia aceasta de restul tipurilor, în primul rînd pe baza conformaţiei sale foarte alungite ca urmare a dezvoltării zonei sale posterioare. Porţiunea aceasta a cochiliei se întinde de la verticala lăsată din axul umbonelui şi pînă la capătul posterior pe 9,5 cm, faţă de 3,2 cm a porţiunii anterioare. La această formă raportul dintre părţile anterioară şi posterioară este de 3 :1 (adică 9,5 faţă de 3,2 cm) faţă de 2 : 1 întîlnit la celelalte forme. Întinderea spre

posterior a scoicii, cu o treime mai mult față de normal, apoi repetarea acestei caracteristici la 14 exemplare indică un element de constanță în conformație, deci o tendință spre un aspect aparte.

În ansamblu, cochilia are o înfățișare alungită, dar nu subțiată, deoarece mărimea normalei coborîte din umbone pînă la muchia paleală este de 5 cm față de 12,7 lungimea totală. Apoi, înălțimea zonei posterioare rămîne aproape la aceeași valoare cifrică; spre posterior scade numai cu foarte puțin. Raporturile acestea, ca de altfel întreaga alură a cochiliilor, demonstrează o organizare proporționată.

Față de această alcătuire, nici marginea ventrală a cochiliei nu se mai menține pe o linie dreaptă, ci prezintă o evidentă arcuire în sus, care este plasată cam pe la mijlocul distanței anteroposterioare, dînd prin aceasta cochiliilor un aspect deosebit.

Ornamentația. Se apropie de aceea a variației B; o ușoară abatere ar indica-o doar dezvoltarea ceva mai reliefată a coastelor-zbîrcituri în semievantai.

Din cele 14 eșantioane 10 au același aspect cu holotipul. Totuși găsim două forme care, în afară de alungirea mare, prezintă și o reducere a înălțimii, astfel încît conformația lor este nu numai alungită, ci și ușor subțiată. Procesul acesta este mai evident la o altă formă (pl. IV, fig. 29), la care, pe lîngă micșorarea lățimii valvei în zona umbonală, și porțiunea posterioară este mult îngustată, în contrast cu porțiunea anterioară (dinaintea normalei umbonale), care este foarte scurtă. Pentru aceste motive, individul apare nu numai de un aspect alungit spre posterior, ci dă impresia unei forme cu o prelungire codală.

Organizarea internă. La aceste forme, impresiunea mantalei pare că se apropie mai mult de margine. Numai în zona anterioară marginea mantalei păstrează distanța de la celelalte variații.

Mușchiul anterior are o suprafață ceva mai redusă, iar ramificațiile filetice ale rugozităților se îmbină spre interior în ochiuri mai mari; suprafața netedă este și ea aici ceva mai redusă.

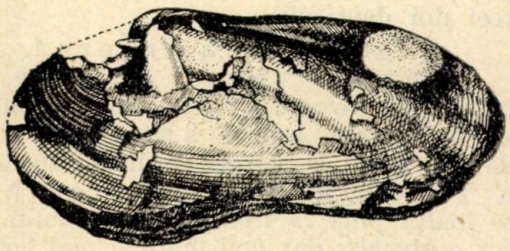


Fig. 10. — Variația E. Mulaj intern, de aspect alungit, cu bordul anterior sinusoidal, cu impresiunea mușchiului posterior oval, în zona cardinală cu un apendice conic, tiparul tunelului subcardinal.

Mușchiul posterior are un contur oval-alungit (fig. 10), atingînd cu partea superioară a acestuia marginea cardinală. El apare complet neted. Ovalul pronunțat alungit și poziția mult împinsă în sus a mușchiului posterior par a constitui o caracteristică a acestei variații. Scobitura mușchiului pedios este largă, fără a pătrunde însă sub impresiunea mușchiului, cum se prezintă în majoritatea cazurilor.

Ţîţîna valvei stîngi are doi dinţi cardinali, egali ca mărime şi identici ca aspect, avînd alveola dintre ei largă şi fundul scrijelat de patru dungi-zimţi bine pronunţate.

Dinţii laterali sînt la fel de bine individualizaţi, dar numai în prima porţiune a muchiei cardinale.

Valva dreaptă are dintele cardinal bine distinct, mai mult prismatic decît piramidal fiind limitat în partea posterioară de o alveolă bine coturată, prin proeminarea unui umăr mai accentuat al începutului platoului cardinal.

Dintele lateral este mai gros şi la fel de individualizat, însă la o oarecare distanţă (1 cm) de proeminenţa alveolară.

Pronunţata alungire a cochiliei, care trece peste limitele maxime ale celorlalte varietăţi, îndreptăţeşte gruparea acestor forme într-o varietate aparte.

Variaţia F. Holotipul cu numărul de inventar F. 3 533 are puţine lipsuri în zona lui posterioară. Am grupat în această variaţie 5 exemplare, dintre care două au cochiliile întregi, iar trei posedă numai valva dreaptă (pl. V, fig. 30).

Caracterul distinctiv: dintele cardinal al valvei drepte este încadrat de două protuberanţe pre- şi postalveolare, cu alură de mici denticoli.

Morfologia externă. Toţi indivizii din acest grup au o talie potrivită, cu ceva mai mică decît a holotipului variaţiei C, cu care se aseamănă în ceea ce priveşte ornamentaţia. În acelaşi grup am încadrat un individ a cărui valvă dreaptă prezenta un contur uşor alungit şi ceva mai aplatisat (pl. V, fig. 31), cu o ornamentaţie care-l deosebeşte de toate celelalte 5 variante examinate. De asemenea, valva prezintă patru coaste mari, net evidenţiate, care se desprind în mod egal şi deodată din umărul umbonal, fiind distinct delimitate unele de altele prin şanţuri intermediare. Coastele-zbîrcituri, în semievantai, sînt prezente numai în porţiunea posterioară a zonei, însă lipsesc în apropierea umbonelui. Cu toate aceste particularităţi de ornamentaţie, ele au caracterele proprii acestei variante (cei doi denticoli).

Organizarea internă. Aceeaşi ca la variaţia C.

Ţîţîna valvei drepte este însă deosebită de a tuturor formelor descrise, şi anume dintele cardinal cu aspect piramidal, nu prea mare, poartă anterior lui o scobitură alveolară în formă de şanţ oblic pe platoul cardinal; alveola acea ta este clar delimitată de o proeminenţă denticulară cu vîrful mai ascuţit, care se înalţă pînă la treimea cardinalului. Posterior cardinalului este tot o alveolă, dar mai mare şi mai largă. Ea are concavitatea ceva mai deschisă, fiind delimitată spre posterior tot de o ridicătură, mai evidentă spre linia interioară a platoului cardinal, formînd din nou un denticol, cu vîrful însă teşit ridicîndu-se şi el pînă peste jumătatea înălţimii cardinalului (fig. 11).

Alura celor două protuberanţe care delimitează alveolele şi în care pătrund cardinalii este vădit denticulară (fig. 12).

La trei dintre aceste eșantioane, protuberanța denticulară posterioară prezintă chiar zimți. O altă valvă arată vădit aspectul pronunțat al celor două protuberanțe denticulare. Totuși, rolul lor este departe de cel al dinților, datorită menținerii lor la nivelul sau sub lungimea și grosimea cardinalului. Ei nu au ajuns încă să provoace regenerarea unor

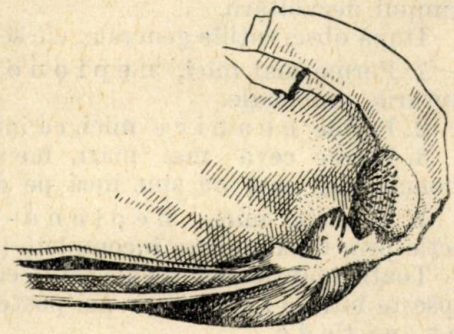


Fig. 11. — Variația F. Zona cardinală : se văd clar cei doi denticoli care încadrează dintele cardinalului.

alveole ; ca atare, ei au numai rolul de margini alveolare, unul anterior, celălalt posterior. Configurația lor, net piramidală, indică totuși o tendință spre conformația dinților cardinali.

Un alt fapt care rezultă din organizarea cardinală a valvei drepte este și neta zimțuire a lateralului, care lipsește majo-

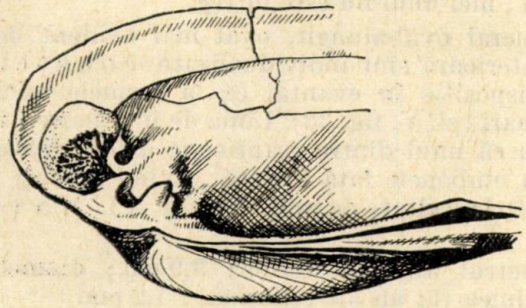


Fig. 12. — Variația F. Organizarea zonei cardinale cu cele două alveole delimitate de denticoli.

rității lateralilor valvei stîngi și care abia poate fi surprinsă la o singură formă.

Ținîna valvei stîngi nu prezintă nimic particular față de variația C.

Dimensiuni: diametrul anteroposterior: 9 cm; diametrul umbono-ventral: 5,4 cm; grosimea: 3,2 cm.

Deși protuberanțele cardinale variază în general la unionide, totuși stabilirea conformației ținînei valvei drepte cu individualizarea celor doi denticoli, care poartă chiar unele caracteristici de dentiție (zimțuirea), ca și prezența lor la mai mulți indivizi, reprezintă o constantă de caracter ce vine în sprijinul separării acestor indivizi într-o entitate aparte.

FORME JUVENILE

Numărul formelor juvenile recoltate este de 71 de eșantioane. Avînd la dispoziție un material bogat, am putut urmări etapele de dezvoltare pentru a vedea în ce măsură conformația cochiliei prezintă modificări în timpul dezvoltării.

După observațiile generale, ele se grupează în trei categorii :

1. Forme mai mici, n e p i o n o - n e a n i c e, care mai păstrează sculpturile umbonale.

2. Forme n e a n i c e mici, cu inițierea ornamentației.

3. Forme ceva mai mari, n e a n o - e p h e b i c e, fără sculpturi umbonale, dar care nu sînt încă pe deplin dezvoltate.

1. Formele mici, n e p i o n o - n e a n i c e, sînt reprezentate în colecție prin 6 exemplare incomplete (pl. V, fig. 32).

Toate eșantioanele au aspectul, conturul și proporția formelor adulte ; le lipsește însă p l i e r e a zonei posterioare, deci cochilia lor este c o m p l e t n e t e d ă.

D i m e n s i u n i l e : diametrul anteroposterior : 2,4 cm ; diametrul umbono-ventral : 1,1 cm ; grosimea nu o putem da, neavînd nici o formă completă și bivalvă.

2. Formele ceva mai mari, n e a n i c e, în stare de adolescență, poartă deja pe cochilie schițarea ornamentației.

Din acest stadiu am recoltat patru indivizi, dintre care doi sînt bivalvi, iar doi numai cu o valvă ; nici unul nu este întreg.

Conturul lor este în general oval-alungit, oval mai evident decît la formele adulte. În zona posterioară sînt individualizate c o a s t e l e - z b î r c i t u r i, cu aceeași dispoziție în evantai ca la formele adulte. Nu sînt încă inițiate coastele mari (pl. V, fig. 33). Linia de îmbinare a valvelor este dreaptă. Menționăm că unul dintre eșantioane a fost găsit cu valvele desfăcute și așezate cu umbonele față în față , avînd aceeași poziție ca și formele de *Unio Wetzleri* recoltate de prof. I o a n A l. M a x i m de la Derna (pl. VI, fig. 34).

D i m e n s i u n i : diametrul anteroposterior : 3,9 cm ; diametrul umbono-ventral : 1,7 cm ; grosimea (la un alt eșantion) : 1,2 cm.

3. Forme mai mari, n e a n o - e p h e b i c e, au ornamentația, dentiția, impresiunile musculare la fel cu formele adulte, cu excepția dimensiunilor, care arată că ele nu sînt complet dezvoltate. Acestui stadiu aparține cea mai mare parte a materialului cules. Din scrutarea acestui material putem surprinde aproape toate căile spre realizarea variațiilor pe care le-am arătat la formele adulte :

a) F o r m e p r e m e r g ă t o a r e v a r i a ț i e i A. Din acest grup am separat 15 indivizi, a căror cochilie este în general mai ovală, însă de aceeași conformație ca a celor adulte. Prin uniformitatea cutelor, atît a celor în evantai din zona ligamentară, cît și a celor terminate în oval, formele acestea se aseamănă și arată același plan structural al cutelor posterioare ca la variația A, unde, ca dimensiuni, cutele-zbîrcituri sînt

aproape la fel de mari cu cele ale ovalului. Linia de îmbinare a valvelor pe ovalul posterior este întinsă, lipsind unduirile în zig-zag (pl. VI, fig. 35).

Gradul de reliefare a coastelor posterioare variază la cei 15 indivizi. Toate au însă un caracter comun : pe același individ costația este uniformă ca mărime, adică nu se disting coastele din oval de coastele-zbîrcituri, fapt caracteristic pentru formele variației A. Datorită acestei însușiri, unele forme se identifică cu cele date ca *Unio Wetzleri* de la Derna (pl. VI, fig. 34).

Dimensiuni: diametrul anteroposterior: 6,1 cm; diametrul umbono-ventral: 3,4 cm; grosimea: 1,4 cm.

b) Forme premergătoare variațiilor B și C. Am grupat în această categorie 8 forme, la care sînt evidente coastele regiunii posterioare; la unele se văd două, la altele, trei coaste mari, între care mai evidentă este coasta carenală. În opoziție cu pregnanța coastelor ovalului, cele ale semievantaiului zonei ligamentare apar și în acest caz numai ca simple zbîrcituri.

Evidenta reliefare a coastelor, ramificarea și individualizarea lor din umbone sînt elemente caracteristice ornamentației variațiilor B și C, care încă nu sînt separate și apar cu același aspect. În acest stadiu în plină creștere nu s-a ajuns încă la o diferențiere în ceea ce privește mărimea și ramificarea coastelor, ceea ce arată lămurit desprinderea variațiilor acestora dintr-un tip ontogenetic comun.

Dimensiuni: diametrul anteroposterior: 8,2 cm; diametrul umbono-ventral: 4,2 cm; grosimea: 3 cm.

Ca și la variațiile adulte, unele cochilii sînt lipsite complet de zbîrciturile zonei ligamentare (pl. VI, fig. 36), la altele abia se conturează (pl. VI, fig. 37), în sfîrșit, o altă categorie la care ele sînt bine formate (pl. VII, fig. 38).

Dentiția și forma impresiunii mușchilor sînt identice cu cele de la formele adulte.

c) Forme premergătoare variației D. Dintre aceste forme am putut distinge numai un singur individ. Acesta arată însă clar dispoziția costației pînă aproape la mijlocul cochiliei (fig. 13). În afară de coasta carenală se mai observă încă patru coaste mici, mai evidente spre marginea paleală. Apariția acestora pînă spre mijlocul valvei este un caracter al variației D, deci forma aceasta îi aparține. Trebuie menționat faptul că formele juvenile ale acestei variații sînt tot atît de puține ca și cele adulte (pl. VII, fig. 39).

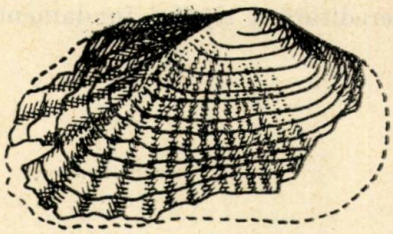


Fig. 13. — Formă juvenilă din cadrul variației D, cu coastele mici care ocupă mai mult de jumătatea cochiliei.

d) Forme premergătoare variației E. Am grupat aici 5 eșantioane incomplete, fisurate tocmai la partea posterioară. Toate prezintă caracteristica principală a acestei variații: pronunțata alungire spre posterior a cochiliei (pl. VII, fig. 40), iar unele (pl. VII, fig. 41), și o ușoară sinuare a marginii ventrale.

Aspectul prelungit rezultă și din diametrul umbono-ventral, mai scurt ca de obicei.

Întrucît nici o cochilie nu este întreagă, vom da dimensiunile unui tipar intern, care este ceva mai mic decît cochilia, însă proporțiile dimensionare le păstrează.

Dimensiuni: diametrul anteroposterior: 4,3 cm; diametrul umbono-ventral: 1,9 cm; grosimea: 1,3 cm.

Scrutarea formelor juvenile duce la o constatare foarte importantă, și anume că ele se grupează pe liniile de deosebiri ale formelor adulte, adică pe aceleași variații, ceea ce denotă că gruparea și prezența unor caracteristici de variație nu sînt elemente individuale trecătoare, ci ele reprezintă schimbări mai profunde și deci de durată, ca atare căi diferite în dezvoltarea tipului, cu schimbări valabile, deci variații constante.

Încheiere. Din cele de mai sus reiese că în cuprinsul populației de *Unio* din culcușul de la Derșida se constată o modificare biologică, datorită căreia s-au individualizat cele șase variații:

A. Forme de talie mică, avînd costația regiunii posterioare puțin reliefată, tip wetzlerian.

B. Forme cu talie mijlocie și costația regiunii posterioare pronunțată.

C. Forme care au costația regiunii posterioare puternic reliefată și talie mare.

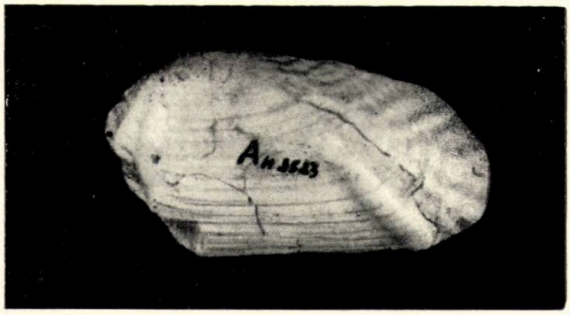
D. Forme care nu-și limitează costația numai la regiunea posterioară, ci o îmbracă pînă la jumătatea cochiliei.

E. Forme a căror cochilie se prelungește mult înapoi, prezentînd și o arcuire a marginii ventrale.

F. Forme la care valva dreaptă are schițate de o parte și de alta a dintelui cardinal protuberanțe denticulare.

Prezența acestor modificări și în stadiul juvenil trădează o stabilitate a lor, fiind condiționate cauzal de o modificare ereditară a tipului fundamental din culcuș.

Fig. 14.— Holotipul variației A. Ornamentația externă (1 : 1/2).



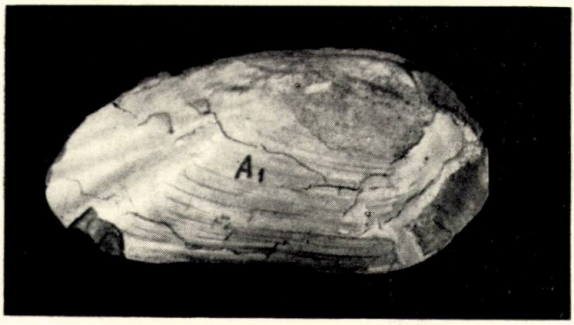


Fig. 15.— Formă a variației A numai cu prima coastă bine distinctă (1 : 1/2).

Fig. 16. — Holotipul variației B, cu costația pronunțat reliefată (1 : 1/2).

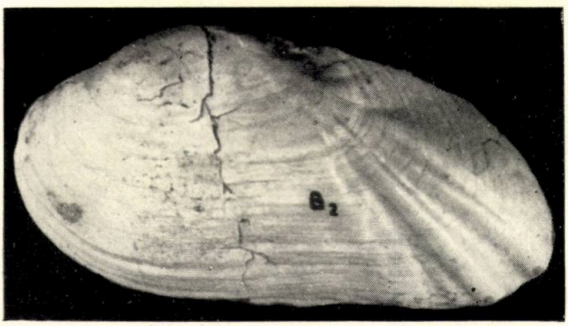


Fig. 17.— Un eșantion al variației B, fără bifurcația coastei carenale, fiind evidente însă două coaste mari (1 : 1/2).

c. 545 d. p. 28

Fig. 18. — Holotipul varaţiei C. Costaţia regiunii posterioare puternic reliefată (1 : 1/2).

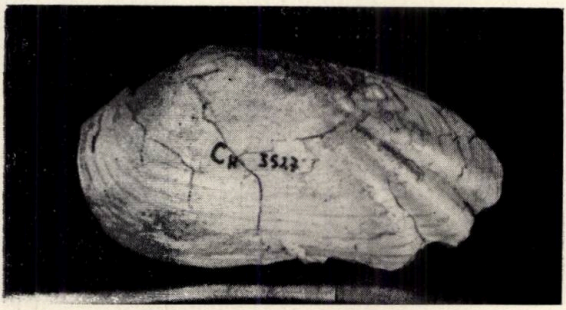


Fig. 19. — Un eşantion al variaţiei C la care în şanţul dintre coasta carenală şi cea învecinată se individualizează o altă coastă (1 : 1/2).

Fig. 20. — Un alt eşantion din variaţia C cu coasta carenală bifurcată jos (1 : 1/2).

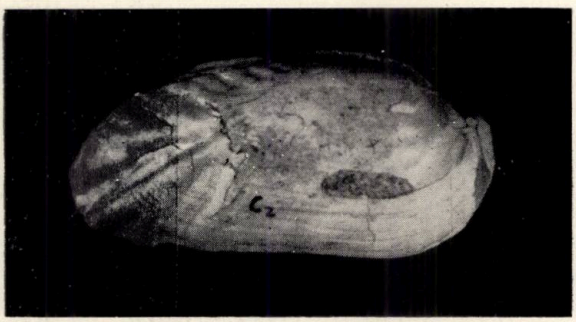


Fig. 21. — Formă din variaţia C la care una dintre valve are numai două coaste (perechea ei are 3 coaste), (1 : 1/2).

Fig. 22.— Un alt eșantion al variației C la care coastele-zbîrcituri din semievantai lipsesc (1 : 1/2).

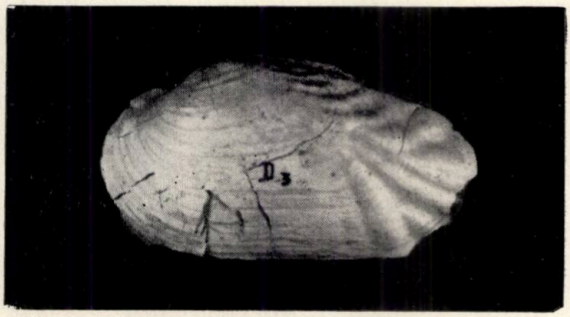
Fig. 23. — Variația C cu coastele-zbîrcituri din semievantai evidente (1 : 1/2).

Fig. 24. — Holotipul variației D, cu ornamentația pînă aproape la jumătate (1 : 1/2).

Fig. 25.— Un alt eșantion al variației D, anterior coastei carenale, cu o coastă mai evidentă și una ștearsă (1 : 1/2).

c. 545 d. p. 28

Fig. 26.— Un eșantion din variația D cu ornamentarea de coaste mici pînă la jumătatea cochiliei (1 : 1/2).



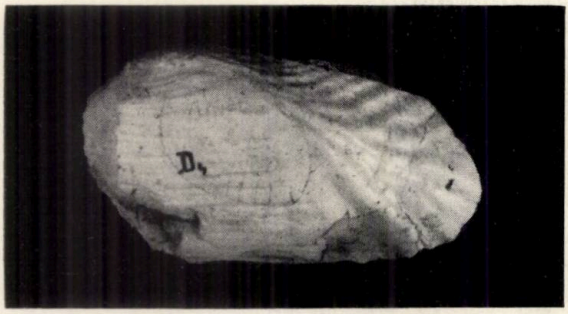


Fig. 27. — Un alt eșantion al variației D, cu un grup de zbîrcituri umbonale, în zona mediană a cochiliei (1 : 1/2).

Fig. 28.— Holotipul variației E, formă pronunțat alungită, cu marginea inferioară ușor sinuoasă (1 : 1/2).

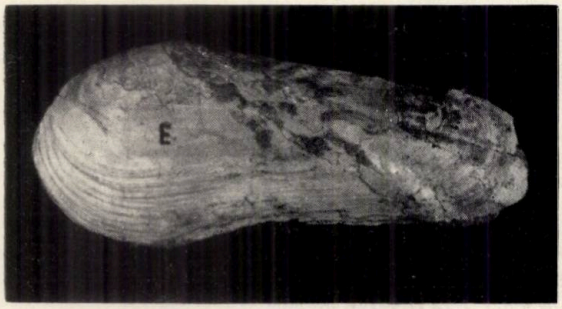
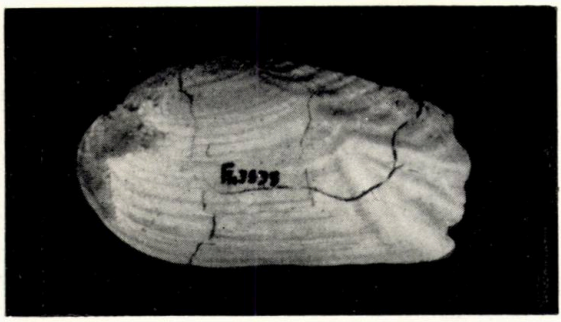


Fig. 29.— Un eșantion al variației E, cu porțiunea posterioară pronunțat alungită și îngustată (1 : 1/2).

Fig. 30. — Holotipul variaţiei F (1 : 1/2).



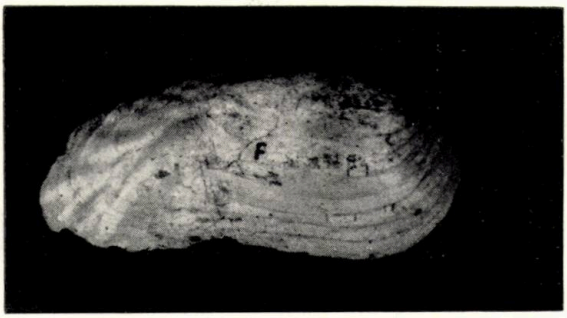
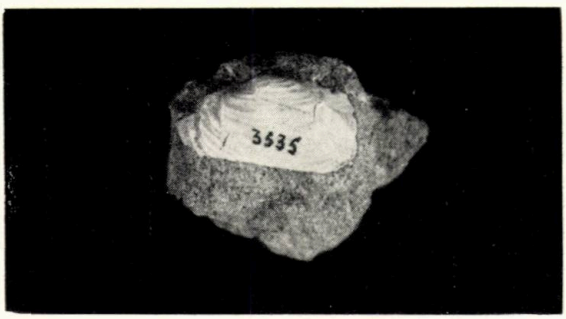


Fig. 31. — Un alt eşantion al variaţiei F cu contur alungit şi aplatisat (1 : 1/2).

Fig. 32. — Tip nepiono-neanic (1 : 1).



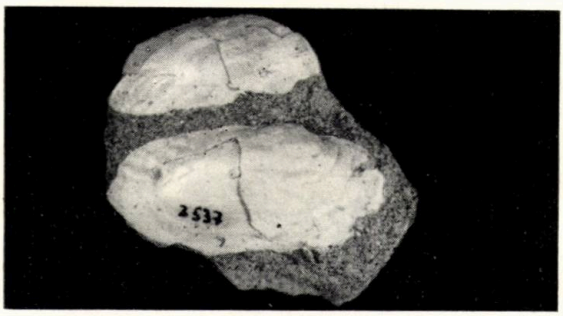


Fig. 33.— Formă neanică la care sînt prezente coastele-zbirciturі (1 : 1).

c. 545 d. p. 28

Fig. 34.— *Unio Wetzleri* de la Derna (1 : 1).

Fig. 35. — Formă premergătoare variației A, lipsită de ondulațiile posterioare (1 : 1).

Fig. 36. — Formă juvenilă a variațiilor B și C, lipsită complet de coastele-zbîrcituri în semievantai (1 : 1).

Fig. 37. — Formă juvenilă a variațiilor B și C, cu coastele-zbîrcituri în semievantai abia conturate (1 : 1).

Fig. 38. — Formă juvenilă a variațiilor B și C, cu coastele în semievantai bine distincte (1 : 1).

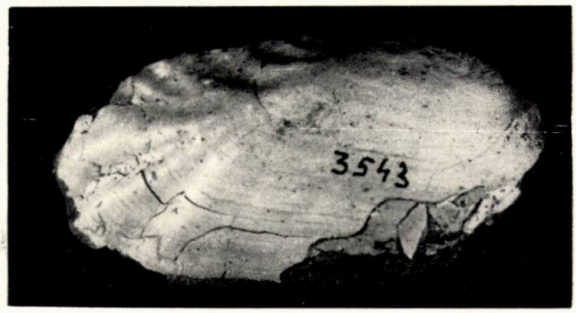


Fig. 39. — Formă juvenilă a variației D (1 : 1).

Fig. 40. — Formă juvenilă a variației E, alungită (1 : 1).

Fig. 41. — Formă juvenilă a variației E, cu o ușoară sinuare a marginii ventrale (1 : 1).

c. 545 d. p. 28

ИЗМЕНЕНИЕ ФОРМ UNIO WETZLERI FLABELLATIFORMIS MIK., РАСПРОСТРАНЕННЫХ В ПЛИОЦЕНЕ РАЙОНА ДЕРШИДА — СЭЛАЖ

РЕЗЮМЕ

В районе Дершида — Сэлаж среди Unio Wetzleri flabellatiformis Mik., населяющих подстилающие верхнепонтические отложения, наблюдаются биологические различия, на основании которых выделяются шесть разновидностей:

A. Формы мелких размеров, со слабо ребристой задней частью раковины, типа Wetzleri.

B. Формы средних размеров с хорошо развитыми ребрами задней части раковины.

C. Формы крупных размеров с рельефно выступающими ребрами в задней части раковины.

D. Формы с ребрами, не ограничивающимися задней частью раковины и покрывающими почти половину раковины.

E. Формы с сильно удлиненной задней частью раковины и сильно возвышающимся брюшным краем.

F. Формы, на правой створке которых с обеих сторон кардинального зуба расположены зубные выросты.

Наличие вышеприведенных отличительных характеристик даже и у молодых форм служит доказательством не только постоянства их, но и резкого изменения типа, унаследованного из подстилающих образований.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Схематическая геологическая карта района Дершида и окрестностей с местоположением фаунистических точек.

Рис. 2. — Долина р. Пырыул Пештерей. Фаунистический горизонт (x).

Рис. 3. — Голотип разновидности A — правая створка, внутренняя поверхность с отпечатком мантии и мускулов.

Рис. 4. — Голотип разновидности A — левая створка, замочная зона с двумя кардиналами и боковыми зубами.

Рис. 5. — Голотип разновидности B — с синусоидальной линией сочленения створок в задней части раковины.

Рис. 6. — Голотип разновидности B — левая створка, внутренняя поверхность; структура замочной зоны. Видны кардинальные зубы одинаковых размеров.

Рис. 7. — Голотип разновидности B — правая створка с пирамидальным кардинальным зубом и рядом с ним хорошо очерченный бугорок.

Рис. 8. — Голотип разновидности C — левая створка, замочная зона.

Рис. 9. — Голотип разновидности C — внешний вид раковины с ребрами, распространяющимися до центральной ее части.

Рис. 10. — Разновидность E. Внутренний отпечаток, удлиненной формы, с синусоидальным передним краем и отпечатком заднего овальных очертаний мускула, с коническим отростком в замочной зоне и отпечатком подзамочного канала.

Рис. 11. — Разновидность F — структура замочной зоны, ясно очерченные зубные выросты с обеих сторон кардинального зуба.

Рис. 12. — Развновидность F — структура замочной зоны с двумя углублениями, ограниченными зубными выростами.

Рис. 13. — Молодая форма разновидности D, с мелкими ребрами, покрывающими более половины раковины.

Таблица I

Рис. 14. — Голотип разновидности A — внешняя скульптура (1: 1/2).
Рис. 15. — Форма разновидности A с первым, хорошо очерченным ребром (1: 1/2).
Рис. 16. — Голотип разновидности B с сильно выступающими ребрами (1: 1/2).
Рис. 17. — Экземпляр разновидности B с нераздвоенным килевидным ребром и с двумя крупными ребрами (1: 1/2).

Таблица II

Рис. 18. — Голотип разновидности C. Задняя часть раковины с рельефно выступающими ребрами (1: 1/2).
Рис. 19. — Экземпляр разновидности C с ребром, развитым в канавке, разделяющей килевидное ребро от соседнего ребра (1: 1/2).
Рис. 20. — Еще один экземпляр разновидности C с килевидным ребром, раздваивающимся в нижней части (1: 1/2).
Рис. 21. — Форма разновидности C. На одной из створок развито 2 ребра, а на дргой — 3 ребра (1: 1/2).

Таблица III

Рис. 22. — Еще один экземпляр разновидности C — с отсутствующими морщинистыми ребрами, расположенными полувеером (1: 1/2).
Рис. 23. — Разновидность C с ясно очерченными морщинистыми ребрами, расположенными полувеером (1: 1/2).
Рис. 24. — Голотип разновидности D со скульптурой, покрывающей почти половину раковины (1: 1/2).
Рис. 25. — Еще один экземпляр разновидности D. Впереди килевидного ребра два ребра, сильно выступающее одно и слабо выступающее другое (1: 1/2).

Таблица IV

Рис. 26. — Экземпляр разновидности D с мелкими ребрами, покрывающими почти половину раковины (1: 1/2).
Рис. 27. — Еще один экземпляр разновидности D с одной морщиной в центральной зоне раковины, (1: 1/2).
Рис. 28. — Голотип разновидности E с сильно удлиненной раковиной и слегка изогнутым нижнем краем (1:1/2).
Рис. 29. — Экземпляр разновидности E с сильно удлиненной и суженной задней частью раковины (1: 1/2).

Таблица V

Рис. 30. — Голотип разновидности F (1: 1/2).
Рис. 31. — Еще один экземпляр разновидности F, удлиненной формы и уплощенный (1: 1/2).
Рис. 32. — Непионо-неанический тип (1: 1).
Рис. 33. — Неанический тип с морщинистыми ребрами (1: 1).

Таблица VI

Рис. 34. — Unio Wetzleri из Дерна (1 : 1).

Рис. 35. — Форма, предшествующая разновидности A. Наблюдается отсутствие волнистости в задней части раковины (1 : 1).

Рис. 36. — Молодая форма разновидности B и C с полным отсутствием морщинистых ребер, расположенных полувеером (1 : 1).

Рис. 37. — Молодая форма разновидности B и C со слабо оконтуренными морщинистыми ребрами, расположенными полувеером (1 : 1).

Таблица VII

Рис. 38. — Молодая форма разновидности B и C с хорошо оконтуренными ребрами, расположенными полувеером (1 : 1).

Рис. 39. — Молодая форма разновидности D (1 : 1).

Рис. 40. — Молодая удлиненная форма разновидности E (1 : 1).

Рис. 41. — Молодая форма разновидности E со слегка волнистым брюшным краем (1 : 1).

VARIATIONS DE FORMES CHEZ *UNIO WETZLERI FLABELLATIFORMIS* MIK., DANS LE PLIOCÈNE DE DERȘIDA—SĂLAJ

RÉSUMÉ

Au sein d'une population d'*Unio Wetzleri flabellatiformis* du gîte de Derșida—Sălaj, Pontien supérieur, on constate un bouleversement biologique ayant comme conséquence l'individualisation de six variations :

A. Formes de petite taille, dont les côtes de la région postérieure sont peu accusées, de type wetzlerien.

B. Formes de taille moyenne aux côtes de la région postérieure accusées.

C. Formes de grande taille dont les côtes de la région postérieure sont très accusées.

D. Formes dont l'ornementation costale ne se limite pas seulement à la région postérieure, mais revêt la coquille jusqu'au milieu.

E. Formes dont la coquille se prolonge très en arrière et présente en outre une courbure en voûte de la bordure ventrale.

F. Formes présentant des protubérances denticulaires de la valve droite, de part et d'autre de la dent cardinale.

La présence de ces modifications aussi dans le stade juvénile trahit non seulement leur stabilité mais aussi un ébranlement de l'hérédité du type dans ce gîte.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1 — Derşida et ses environs. Encadrement du point fossilifère — esquisse géologique.
Fig. 2 — Ruisseau de Peştera. Horizon fossilifère (x).
Fig. 3. — Holotype de la variation A. Valve droite, intérieur; on voit l'impression du manteau et l'aspect d s muscles.
Fig. 4. — Holotype de la variation A. Valve gauche, région cardinale avec les deux dents cardinales et les dents latérales.
Fig. 5. — Holotype de la variation B ; la partie postérieure de jonction des deux valves présente une forme sinusoïdale.
Fig. 6. — Holotype de la variation B. Intérieur de la valve gauche avec organisation de la zone cardinale. Dents cardinales de la même grandeur.
Fig. 7. — Holotype de la variation B. Valve droite à dent cardinale pyramidale ; à côté, une protubérance très accusée.
Fig. 8. — Holotype de la variation C. Valve gauche, zone cardinale.
Fig. 9. — Holotype de la variation D. Aspect extérieur à côtes développées jusqu'à la zone médiane.
Fig. 10. — Variation E. Moulage interne, allongé, ayant le bord antérieur sinusoïdal et l'impression du muscle postérieur à contour ovale, avec, dans la zone cardinale, un appendice conique, moule du tunnel subcardinal.
Fig. 11. — Variation F. Organisation de la zone cardinale ; on voit clairement les 2 denticules encadrant la cardinale.
Fig. 12. — Variation F. Organisation de la zone cardinale avec les deux alvéoles délimités par des denticules.
Fig. 13 — Forme juvénile de la variation D, à côtes menues occupant plus de la moitié de la coquille.

Planche I

Fig. 14. — Holotype de la variation A. Ornementation externe (1 :1/2).
Fig. 15. — Forme de la variation A, où seule la première côte est bien distincte (1 : 1/2).
Fig. 16. — Holotype de la variation B avec les côtes très accusées (1 : 1/2).
Fig. 17. — Echantillon de la variation B, sans bifurcation de la côte carénale, mais ayant deux grandes côtes accusées. (1 : 1/2).

Planche II

Fig. 18. — Holotype de la variation C. Les côtes de la région postérieure bien accusées (1 : 1/2).
Fig. 19. — Un échantillon de la variation C, présentant l'individualisation d'une autre côte, dans le fossé entre la côte carénale et sa voisine.
Fig. 20. — Autre échantillon de la variation C, à côte carénale fourchue en bas (1 : 1/2).
Fig. 21. — Forme de la variation C où l'une des valves n'a que 2 côtes (sa paire ayant 3 côtes) (1 : 1/2).

Planche III

Fig. 22. — Autre échantillon de la variation C, où les côtes-rides du demi-évantail manquent (1 : 1/2).
Fig. 23. — Variation C à côtes-rides du demi-évantail accusées (1 : 1/2).
Fig. 24. — Holotype de la variation D, à ornementation recouvrant presque la moitié de la coquille (1 : 1/2).
Fig. 25. — Autre échantillon de la variation D, antérieur à la côte carénale, ayant une côte bien plus accusée que l'autre (1 : 1/2).

Planche IV

Fig. 26. — Echantillon de la variation D, à ornementation de côtes menues recouvrant la moitié de la coquille (1 : 1/2).

Fig. 27. — Autre échantillon de la variation D, présentant un groupe de rides umbonales dans la zone médiane de la coquille (1 : 1/2).

Fig. 28. — Holotype de la variation E, forme très allongée, à bord inférieur légèrement sinueux (1 : 1/2).

Fig. 29. — Echantillon de la variation E, à partie postérieure très allongée et amincie (1 : 1/2).

Planche V

Fig. 30. — Holotype de la variation F (1 : 1/2).

Fig. 31. — Autre échantillon de la variation F, à contour allongé et aplati (1 : 1/2).

Fig. 32. — Type népiono-néanique (1 : 1).

Fig. 33. — Forme néanique. Côtes-rides présentes (1 : 1).

Planche VI

Fig. 34. — *Unio Wetzleri* de Derna (1 : 1).

Fig. 35. — Forme précurseur de la variation A, dépourvue d'ondulations postérieures (1 : 1).

Fig. 36. — Forme juvénile de la variation B.C. Demi-éventail entièrement dépourvu de côtes-rides (1 : 1).

Fig. 37. — Forme juvénile de la variation B.C. Côtes-rides du demi-éventail à peine ébauchées (1 : 1).

Planche VII

Fig. 38. — Forme juvénile de la variation B.C. ayant les côtes du demi-éventail très accusées (1 : 1).

Fig. 39. — Forme juvénile de la variation D (1 : 1).

Fig. 40. — Forme juvénile de la variation E, allongée (1 : 1).

Fig. 41. — Forme juvénile de la variation E, dont le bord ventral est légèrement sinueux (1 : 1).

BIBLIOGRAFIE

1. ДАВИТАШВИЛИ Л. К., *История и Экология моллюсковой фауны морских бассейнов нижнего миоцена*, Проблемы палеонтологии, 1937, II—III.
2. HOFFMANN K., *Bericht über die im Sommer 1882 in südöstlichen Theilen des Szatmarer Comit. ausgeführten geologischen Specialaufnahmen*, Jahresbericht Ung. Geol. Anstalt., 1882.
3. ISRAEL W. *Biologie der europäischen Süsswassermuscheln*, Stuttgart.
4. ЖАДИН Б. Л., *Моллюски* (Сем. Unionidae) Фауна СССР, Москва, 1938, **I**.
5. LÖRENTHEY I., *Adatok Szilágymegye és erdély részek alsó pontusi lerakodásnak ismeretéhez*, Ertésitö, Cluj, 1893, **II**.
6. MATYASOVSKY I., *Jelentés az 1878, évben Szilágymegyèben esközölt földtani felvetelröl*, Földtani Közlöny., 1879, **IX**.
7. MITCHOURINE I. V., *Œuvres choisies*, Moscova, 1949.
8. PAUCĂ M., *Două specii de fosile rare din Pliocenul bazinului Sălaj*, Comunicările Acad. R.P.R., 1954, **IV**, 7—8.
9. TELEGDI ROTH K., *Jelentés a Szatmarmegyei Bükhegységben és Szinerváralya környéke végzet, geologiai reambulacioról*, Földtani Intézet Evi Jelentése. 1909, Budapesta, 1911.

CONTRIBUȚII LA STUDIUL PALEOECOLOGIC AL FAUNEI MEOȚIENE ȘI PONȚIENE (REGIUNEA BUZĂU)

DE

IOANA PANĂ

Comunicare prezentată de academician M. G. FILIPESCU în ședința din 13 noiembrie 1962

Studiul faunei meoțiene și ponțiene din regiunea Buzău ne-a permis să facem unele analize statistice, pe baza cărora am stabilit cu mai multă precizie asociațiile de organisme și condițiile de viață în care au trăit acestea.

Analizele au urmărit raportul numeric dintre diferitele grupe de organisme, limitele de salinitate și adîncime între care poate trăi fiecare gen, precum și felul de viață pe care-l duceau aceste organisme (fixat, liber pe substrat mîlos, stîncos, pe plante sau scormonind în nisip).

Astfel, din totalul faunei determinate din depozitele meoțiene (75 de specii), majoritatea exemplarelor aparțin gasteropodelor (18 genuri cu 37 de specii) și lamelibranhiatelor (14 genuri cu 30 de specii) (fig. 1).

Fiecare dintre aceste clase dau exemplare adaptate la salinități diferite.

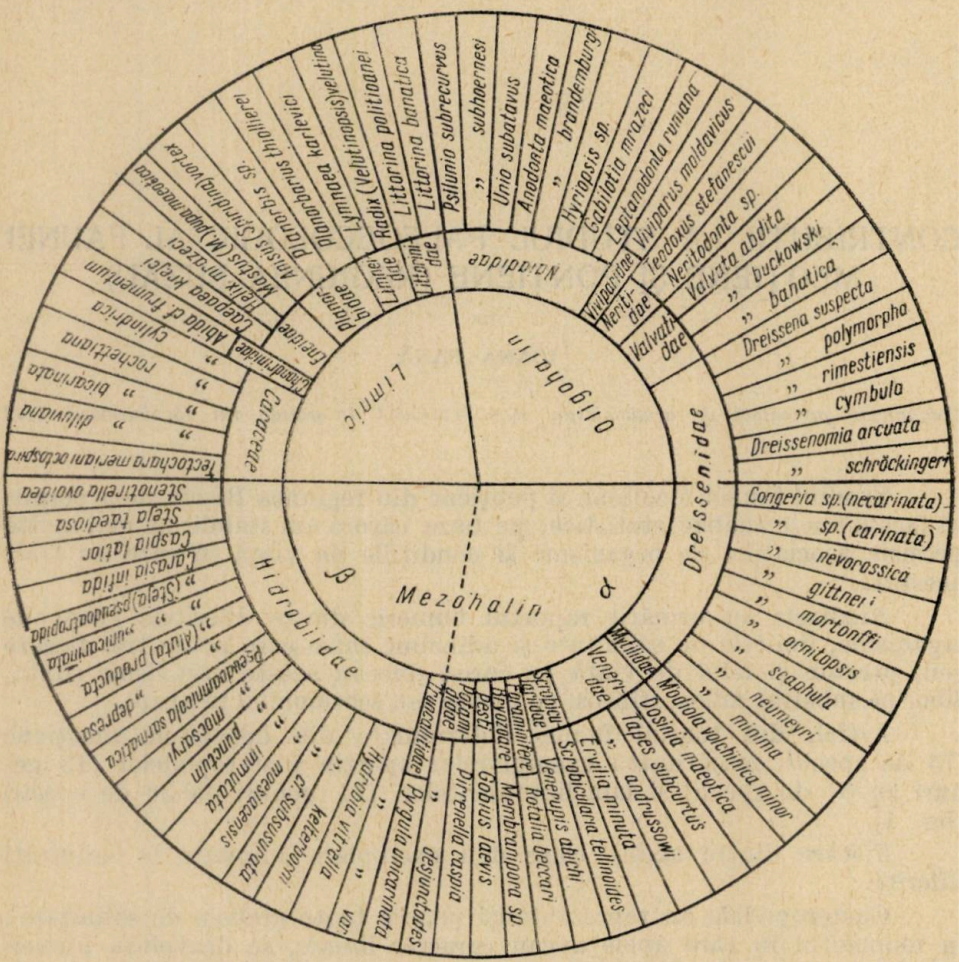
Gasteropodele au reprezentanți pentru toate gradele de salinitate: în momentul în care apele aveau caracter limnic, se dezvoltau limneidele, planorbidele și valvatidele. Ele se găsesc adeseori împreună cu o faună continentală (*Abida*, *Mastus*, *Caepaea*, *Helix*) adusă de apele rîurilor.

În apele cu salinitate foarte scăzută (oligohalin β) trăiesc vivipariidele și neritidele. Cînd salinitatea apelor creștea (ape mezohaline), se dezvoltau din abundență hidrobidele, truncatelidele și potamididele (11).

Lamelibranhiatele nu își au reprezentanți în apele limnice ale meoțianului. În apele oligohaline trăiesc reprezentanții unei singure familii — *Naiadidae* (5 genuri cu 7 specii). În schimb, în apele mezohaline, lamelibranhiatele erau mai variate. Pe treapta inferioară (β) a apelor mezohaline, trăiau mitilidele și dreissensidele (4 genuri cu 16 specii), iar pe treapta

superioară (α) trăiau veneridele mesodesmatidele, scrobiculariidele și continuau să existe mitilidele (6 genuri cu 7 specii) (fig. 1).

La fauna de moluște se adaugă ostracodele care se găsesc foarte frecvent în depozitele oligohaline și limnice și mult mai rar în depozitele


Limnic
Oligohalin
Mezohalin
β
α
Hidrobiidae
Dreissenidae
Cardiidae
Valvatidae
Viviparidae
Neritidae
Limneidae
Planorbidae
Ancylidae
Lymnaea (Velutinopsis) velutina
Radix (Velutinopsis) velutinae
Littorina banatica
Littorina subrecurvus
Psilunio subhaerensi
Unio subatavus
Anodonta maeotica
Hyriopsis sp.
Gabrielia mrazeci
Leptanodonta romana
Viviparus moldavicus
Leptoxus stefanescui
Neritodonta sp.
Valvata abdita
Dreissena suspecta
Congeria sp. (necarinata)
Congeria sp. (carinata)
Modiola volhynica minor
Dosinia maeotica
Tapes subcurtus
Ervilia minuta
Scrobicularia tellinoides
Venerupis abichi
Rotalia beccari
Membranipora sp.
Gobius laevis
Pterocaulis cassida
Cryptonella acuminata
Hydrobia ventrosa
Hydrobia ulvae
Hydrobia ventrosa
Hydrobia ventrosa
Hydrobia ventrosa

Ca și în meoțian, gasteropodele dau reprezentanți în ape cu salinități diferite. În cele cu caracter limnic trăiau aceleași familii (*Planorbidae* și *Limneidae*). Este interesant de subliniat că, dintre limneide, ge-

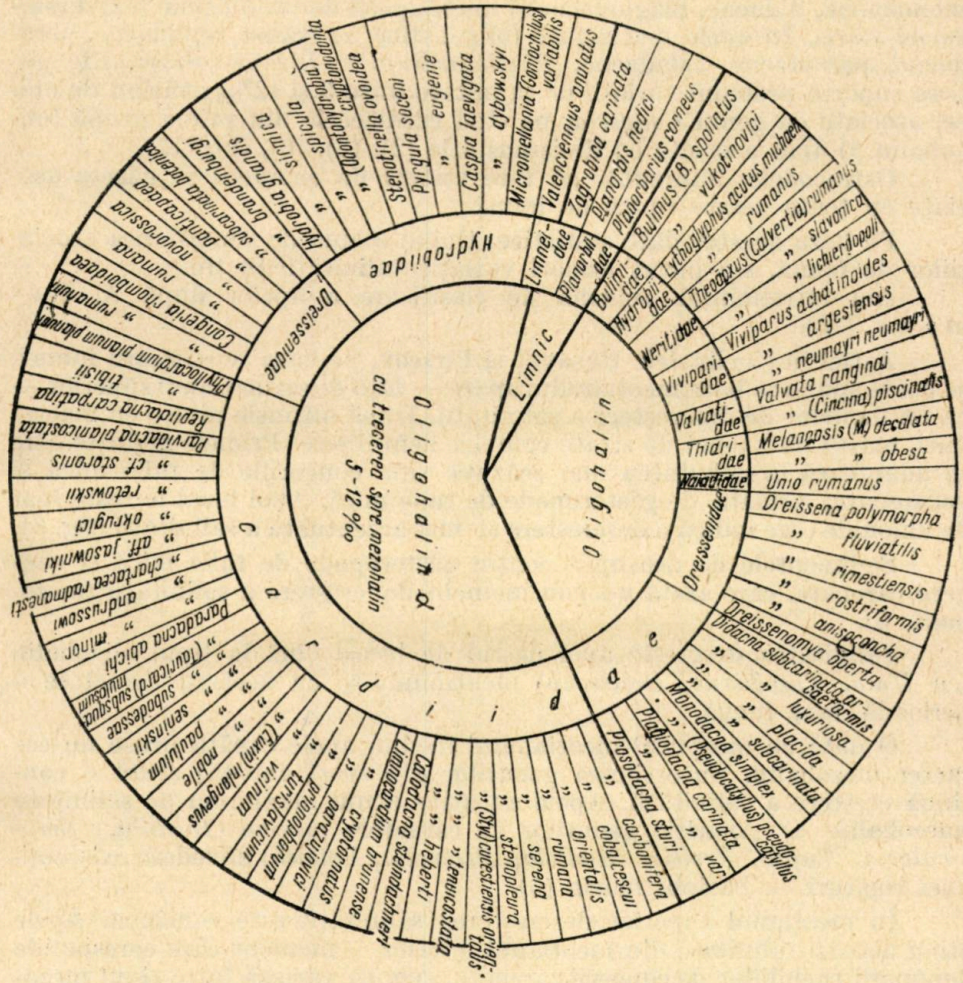


Fig. 2. — Repartizarea faunei ponțiene după salinitate.

nul *Valenciennesia* se găsește numai în apele cu un grad de salinitate destul de ridicat, asociat în general cu cardiaceele.

În apele oligohaline se mențin neritidele, viviparidele, valvatidele la care se adaugă, ca un element în plus față de meoțian, melanopsidele. Hidrobiidele se mențin și aici în apele cu o salinitate mai ridicată (mezohalină), însă este posibil ca în timpul ponțianului ele să fi suportat și salinități mai scăzute.

Caracteristica acestui etaj o dau însă lamelibranhiatele. La familiile naiadidelor și dreissensidelor (5 genuri cu 15 specii) — care se continuă din meoțian — se adaugă familia cardiidelor (12 genuri cu 44 de specii) adaptate la diferite salinități. În apele puțin sărate (oligohaline β) trăiau monodacne, didacne, plagiodacne și unele specii de prosodacne (ex. *Prosodacna sturi*). În apele mai sărate (oligohaline α) trăiau replidacne, paradacne, parvidacne, caladacne, *Phyllocardium* și *Limnocardium*. Ele puteau suporta probabil variații de salinitate între 5 și 12‰ apărînd de obicei asociate cu genul *Congeria*, pe cînd cardiaceele din prima grupă (oligohalin β) apar asociate cu dreissensidele (2), (3), (6), (9), (15).

Ostracodele împreună cu rare resturi de characee se găsesc asociate cu toate aceste tipuri de faună.

Pe baza acestor date statistice, ținînd seama de succesiunea asociațiilor de faună, s-a putut urmări variația salinității în timp.

Am întrebuințat schema de clasificare a apelor după A. Remane (16).

Astfel în sinclinalele Rușavăț și Pîrscov, pe baza repartizării faunei, se poate spune că baza meoțianului apare — față de sarmațianul superior — ca un moment de descreștere a salinității. După ultimele nivele cu mactre mici, există un pachet de strate complet nefosilifere. Primele moluște care se adaptează la salinitatea mai scăzută sînt congeriile de talie mică și necarenate, urmate de gasteropode de talie mică. Apoi locul lor este luat de unionide care indică o descreștere și mai accentuată a salinității (fig. 3).

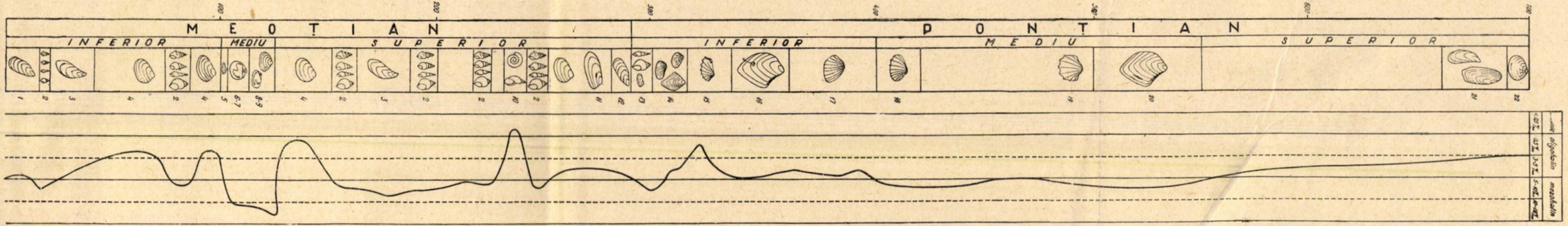
Sedimentele de deasupra conțin gasteropode de talie mică și congerii carenate, care arată un nou moment de creștere a salinității (mezohalin β).

Salinitatea descrește apoi destul de brusc pînă la tipul oligohalin (cu *Unio*, *Theodoxus*, *Dreissena*) menținîndu-se cu aceleași caractere o perioadă mai lungă.

O dată cu începutul meoțianului mediu, apele capătă brusc un caracter mezohalin. Succesiunea genurilor din acest subetaj arată o continuă creștere a salinității. Apele au atins acum maximum de salinitate (mezohalin α). Apariția genurilor cu caractere marine (*Dosinia*, *Scrobicularia*, *Tapes*, *Ervilia*, *Modiola*, *Pirenella*, *Rotalia*) dovedesc existența unei legături cu bazinul marin (6).

În meoțianul superior descreșterea salinității este continuă. Apele ating aceeași salinitate din meoțianul inferior — moment care corespunde depunerii cochiliilor de congerii carenate, apoi ea variază între tipul mezohalin β și oligohalin β datorită intercalațiilor limnice. La partea superioară a meoțianului superior succesiunea faunelor (unionide, „leptanodonte", gasteropode de talie mică, congerii necarenate) ne dovedește o descreștere treptată a salinității pînă la mezohalin β, cînd se depun congerii necarenate (*Congeria novorossica* Sinz) ca și în baza meoțianului.

Se vede astfel că în ceea ce se considera pînă acum meoțian de apă dulce (inferior și superior) fauna cuprinde numeroase genuri salmastre, cu extrem de numeroase exemplare. Fiind însă de talie mică ele au fost puțin studiate.


MEOTIAN
PONTIAN
INFERIOR
MEDIU
SUPERIOR
INFERIOR
MEDIU
SUPERIOR
100
200
300
400
500
600
100
1
2
3
4
2
4
5
6-7
8-9
4
2
3
2
2
10
2
11
12
13
14
15
16
17
18
19
20
21
22
salinitate
‰
0-2
2-5
5-7
7-10
10-13
13-16
16-18
18-20
20-22
22-24
24-26
26-28
28-30
30-32
32-34
34-36
36-38
38-40
40-42
42-44
44-46
46-48
48-50
50-52
52-54
54-56
56-58
58-60
60-62
62-64
64-66
66-68
68-70
70-72
72-74
74-76
76-78
78-80
80-82
82-84
84-86
86-88
88-90
90-92
92-94
94-96

Schimbarea bruscă a conținutului faunei (dezvoltarea cardiidelor și melanopsidelor) presupune o schimbare mult mai profundă a condițiilor de viață. Acest moment îl considerăm ca limită între meoțian și ponțian. Unul din factorii importanți care a dus la aceste modificări au fost mișcările orogenice și epirogenice care au făcut ca aspectul paleografic să se schimbe. Domeniul marin s-a întins mai mult spre sud, ceea ce duce la o schimbare climatică și în același timp la o schimbare a salinității apelor. Legătura cu domeniul mezogean se întrerupe definitiv. Se dezvoltă o faună nouă cu numeroase genuri caracteristice numai acestui timp (*Paradacna*, *Parvidacna*, *Limnocardum*, *Prosodacna*, *Valenciennesia* etc.). Primele specii care se adaptează noilor condiții de salinitate sînt exemplare de talie mică. Ele stau la baza dezvoltării faunelor de mai tîrziu. Apoi se întîlnesc exemplare cu un grad de eurihalinitate foarte accentuat, precum și primii reprezentanți ai genului *Paradacna* și a congeriilor de talie mare. În funcție de faciesul care se dezvoltă — marnos sau nisipos — vor predomina paradacnele (sinclinalul Rușavăț) sau monodacnele, didacnele, gasteropodele (Depresiunea Șoimari, flancul nordic al sinclinalului Pîrscov) — forme care indică salinități diferite, fapt ce dovedește că în apropiere de țărm, datorită aportului de pe continent, salinitatea este mai scăzută (se dezvoltă monodacne, didacne).

În ponțianul mediu dezvoltarea speciei *Congeria rhomboidea*—asociată cu limnocardiide (*L. paulului*, *L. seninskii*, *L. parazujovici*), indică o salinitate mai ridicată. În general, monodacnele, didacnele, viviparele și unionidele sînt foarte rar întîlnite în acest subetaj. Acesta ar fi un argument în plus pentru un grad de salinitate mai ridicat. Este interesant de subliniat că nici gasteropodele de talie mică nu se dezvoltă în acest pachet de strate. Reiese că salinitatea apelor din acel timp este superioară celei în care trăiesc didacnele, monodacnele, viviparele, unionidele (oligohalin β), dar este mai scăzută decît cea în care se dezvoltă în condiții optime gasteropodele de talie mică (mezohalin β), adică în ponțianul mediu apele aveau un caracter oligohalin α.

În ponțianul superior, salinitatea este în descreștere, fapt indicat de dezvoltarea viviparelor, unionidelor, dreissenelor și dreissenomiilor. Dezvoltarea orizontului lumașelic cu *Phyllocardium*—asociat cu numeroase dreissene și ostracode — arată că apele își mențin în tot timpul ponțianului superior o salinitate scăzută (oligohalin 0,3—0,4‰).

Privită în ansamblu, curba salinității apelor din zona mio-pliocenă studiată de noi apare mult mai variată pentru meoțian și cu un caracter mai constant pentru ponțian (fig. 3).

În meoțian se recunosc trei momente de schimbare a salinității. Salinitatea maximă din timpul depunerii subetajului mediu este încadrată, la distanțe stratigrafice aproximativ egale, de două momente cu aceeași salinitate (timpul de depunere a nivelelor cu congerii carenate din meoțianul inferior și din cel superior), iar acestea la rîndul lor sînt încadrate de alte două momente cu salinități egale, ceva mai scăzute decît cele precedente, cînd s-au depus congeriile necarenate de la baza meoțianului și de la limita superioară a acestuia.

În ansamblu, salinitatea apelor meoțiene era mai scăzută decît a celor sarmațiene, dar mai ridicată decît a apelor ponțiene.

În ponțian, curba salinității apare mult mai uniformă. Ea se menține în general la treapta superioară oligohalină cu mici oscilații date, ca și în meoțian, de pătrunderea apelor dulci de pe continent. Așa se explică faptul că în zonele apropiate de țărm (Depresiunea Șoimari flancul nordic al sinclinalului Pîrscov) variațiile de salinitate sînt mai accentuate simțindu-se incontinuu lupta dintre uscat și domeniul acvatic.

Prin comparație cu regimul de viață al reprezentanților actuali ai faunelor meoțiene și ponțiene se pot face unele aprecieri și asupra bazinului. Așa cum reiese din figura 4, adîncimea bazinului în zona cercetată de noi nu depășea 100 m (12), (13). Majoritatea genurilor indică adîncimi în jur de 50 m. În unele locuri (Depresiunea Șoimari, sinclinalul Rușavăț) adîncimea era și mai mică. Aceasta arată că fundul bazinului de sedimentare avea un relief propriu, relief care se datorește în primul rînd mișcărilor orogenice care au împărțit această zonă în cîteva bazine de sedimentare : Depresiunea Șoimari, sinclinalul Rîpele, sinclinalul Rușavăț și sinclinalul Pîrscov.

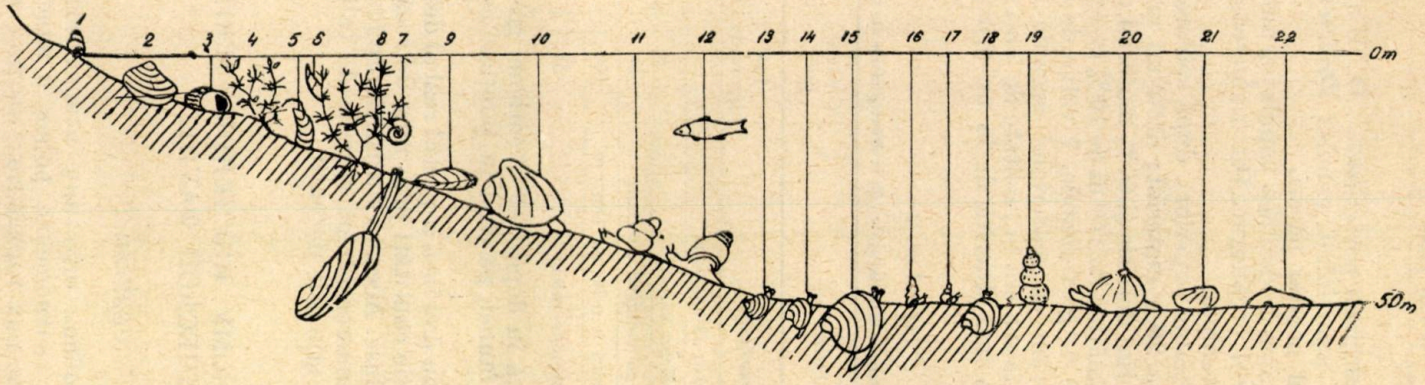
Mișcările epirogenice pozitive făceau ca, în anumite momente (baza meoțianului), regiunile în care apele aveau o adîncime mai mică să fie complet exondate (sinclinalul Rîpele) sau invadate de apele dulci de pe continent (Depresiunea Șoimari). În zonele mai adînci, apele s-au menținut în tot timpul meoțianului și ponțianului, suferind un proces de continuă desalinizare.

Fauna studiată ne dă și unele indicații asupra modului de viață al organismelor întîlnite (fig. 4). Unele trăiau pe substrat argilos-nisipos sau pe pietrele din zona de țărm (*Dreissena*, *Theodoxus*, *Hydrobia*, *Pseudamnicola*, *Caspia*), altele în regiuni bătute de valuri putînd rezista un timp și după retragerea apelor, pe țărmul rămas încă umed (*Littorina*), iar altele erau fixate pe plante acvatice (*Limnea*, *Planorbis*, *Valvata*) sau trăiau libere în desișurile vegetale (viviparele).

Valvatele sînt forme carnivore, din cauza lor multe cochilii ale celorlalte genuri apar perforate. Toate celelalte gasteropode sînt forme ierbivore (10), (11).

În asociația de faună se remarcă numeroase genuri de lamelibranhiate care scormoneau în substratul argilos-nisipos (*Veneridae*, *Scrobiculariidae*, *Mesodesmatidae*). Cardiidele puteau să stea și pe substrat.

Pe lîngă acestea, interesante sînt „leptanodontele" considerate de W. Wenz (17) între *Naiadidae* subfamilia *Anodontinae*. Observate cu atenție se vede că ele au aspectul general și caracterele interne asemănătoare cu ale lamelibranchiatelor care se afundă mult în substrat (*Solen*, *Mya*, *Pholadomya*). Valvele sînt mai mult alungite, cu marginea superioară și cea inferioară paralele, cu partea anterioară ușor ascuțită. Cochilia este foarte subțire și neornamentată, cu umbonele puțin proeminent. În plus, pe partea internă s-a putut constata prezența sigură a unui dinte cardinal conic și dinți laterali, anteriori și posteriori. Astfel includerea lor între anodonte nu mai poate fi considerată ca fiind justificată, anodontele reprezentînd o subfamilie complet lipsită de dinți sau cel mult



Legenda

1. *Littorina*; 2. *Unio*; 3 *Theodoxus*; 4. *Cara*; 5 *Dreissena*; 6. *Lymnaea*; 7. *Planorbis*; 8. *Leptanodonta*; 9. *Congeria*; 10. *Prosodacna*; 11. *Lithogluphus*; 12. *Melanopsis*; 13. *Ervilia*; 14. *Tapes*; 15. *Dosinia*; 16. *Pyrgula*; 17. *Hydrobia*; 18. *Syndesmia*; 19. *Pirenella*; 20. *Limnocardium*; 21. *Paradacna*; 22. *Valenciennius*.

Fig. 4. — Raporturile cu substratul ale celor mai frecvente moluşte pliocene şi adîncimea la care au trăit.

cu o lamelă filiformă spre marginea posterioară. O. Bolgiu (1) consideră „leptanodontele" ca aparținînd genului *Dreissenomya*. Noi nu avem argumente în sprijinul acestei păreri.

Pentru a ne putea da seama de desimea populației am făcut un raport între materialul detritic și cel organogen. Din numeroasele analize executate vom da un singur exemplu.

Din 30 g rocă (din meoțianul superior), după spălare pentru analiza micropaleontologică au rămas 20 g material; dintr-un gram de material spălat, 40% reprezintă material detritic și 60% material organogen (50% se prezintă sub formă de sfărîmături iar restul de 10% ca exemplare întregi determinabile, dintre care 58 de gasteropode, 7 valve de ostracode, 1 lamelibranhiat). Dacă considerăm că materialul organic sfărîmat reprezintă încă 50%, înseamnă că fauna era în realitate de 5 ori mai numeroasă.

Desimea populației era însă diferită de la un orizont la altul (tabelul nr. 1).

Tabelul nr. 1

Numărul de exemplare întregi întîlnite într-un gram de material spălat, de la diferite nivele ale meoțianului și ponțianului

Etajul		Orizontul	Gasteropode	Lamelibranhiate	Ostracod
Ponțian	superior	oriz. cu *Phyllocardium*	118 operculi	56	40
	mediu	oriz. cu *Congeria rhomboidea*	—	4	12
	inferior	oriz. cu *Paradacna abichi*	3	11	5
Meoțian	superior	oriz. superior cu congerii carenate	58	1	7
	mediu	partea superioară a oriz. cu *Dosinia*	104	6	4
	inferior	oriz. cu gasteropode mici	51	—	40

Din acest tabel reiese că în depozitele meoțiene, gasteropodele mici sînt cele care dau specificul faunei, pe cînd în ponțian lamelibranhiatele trec pe primul plan.

Analize de felul acesta nu dau însă aspectul real al desimii populației, deoarece ele iau în considerație cantități prea mici de rocă în care moluștele de talie mare nu sînt incluse. Această statistică are însă darul de a ne scoate în evidență cît de numeroase sînt speciile de talie mică, despre care în momentul de față se știe atît de puțin.

К ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКОМУ ИЗУЧЕНИЮ МЭОТИЧЕСКОЙ И ПОНТИЧЕСКОЙ ФАУНЫ

РЕЗЮМЕ

Основываясь на подробном описании ископаемой фауны, автор смог установить численное соотношение родов и видов, встреченных им в различных фаунистических горизонтах мэотиса и понта. Путем

сопоставления ископаемой фауны с современной, автор дает оценку солености различных моментов этих двух этажей, указывая экземпляры, которые обитали в каждом типе солености (мезогалинном, олигогалинном и пресноводном). На основании этих данных была построена кривая изменения солености этих двух этажей.

Кроме оценки солености, автор делает ряд уточнений, касающихся глубины и существовавшего отношения организмов к субстрату (свободные организмы на илистом, песчанистом подстилающем материале; во влажной зоне, подверженной действию волн; закрепленные на глыбах или на травах; свободные организмы в растительных зарослях или в раскопанных субстратах).

Дается оценка плотности населения и отношения больших форм к малым.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Расцределение мэотической фауны по степени солености.
Рис. 2. — Распределение понтической фауны по степени солености.
Рис. 3. — Биостратиграфическая колонка и кривая солености для мэотиса и понта в мио-плиоценовой зоне, заключенной между долинами рек Бузэу и Бэлэняса.
Рис. 4. — Соотношения между субстратом, часто встречающимися плиоценовыми моллюсками и глубиной, на которой они жили.

CONTRIBUTION À L'ÉTUDE PALÉO-ÉCOLOGIQUE DE LA FAUNE MÉOTIENNE ET PONTIENNE (RÉGION DE BUZĂU)

RÉSUMÉ

En partant d'un inventaire minutieux de la faune fossile, l'auteur a établi le rapport numérique des genres et des espèces rencontrés aux divers niveaux faunistiques du Méotien et du Pontien. Par comparaison avec la faune actuelle, on a apprécié la salinité des divers moments de ces deux étages, tout en précisant les exemplaires qui vivaient dans chaque type de salinité (mésohalin, oligohalin ou limnique). C'est sur ces données qu'on a construit la courbe de variation de la salinité pour ces deux étages.

Outre la salinité, l'auteur a donné quelques précisions sur la profondeur et sur le rapport qui a existé entre les organismes et le substratum (libres sur un substratum vaseux ou sableux, dans les zones intercotidales, fixés sur des blocs ou des herbes, libres dans des végétaux ou fouillant dans le substratum).

On fait également quelques considérations sur la densité de la population et sur le rapport entre les formes de grande et de petite taille.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Répartition de la faune méotienne selon la salinité.
Fig. 2. — Répartition de la faune pontienne selon la salinité.
Fig. 3. — Colonne bio-stratigraphique et courbe de la salinité pour le Méotien et le Pontien de la zone mio-pliocène entre la vallée du Buzău et la vallée Bălăneasa.
Fig. 4. — Les rapports avec le substratum des plus fréquents des mollusques pliocènes et la profondeur à laquelle ils ont vécu.

BIBLIOGRAFIE

1. BOLGIU O., *La Paléontologie du Pliocène de Roumanie*, Bull. de la Séc. Sci. Acad. Roum. 1945, **XXVII**, *6*.
2. BORCEA I., *Quelques remarques sur les Adacnides de Razelm*, Ann. Sci. Univ. Jassy, 1926, *13*.
3. — *Faza de penetrație din M. Neagră către apele de concentrație deosebită*, Rev. șt. „V. Adamachi", 1936, *4* (1935).
4. DROUET H., *Unionides de l'Espagne*, Paris, 1894.
5. — *Unionides du Bassin de la Seine*, Paris, 1901.
6. ЕБЕРЗИН А. Г., *Род Limnocardium Stoliczka в плиоцене понто-каспического бассейна*, Труды Палеонт. Инст., 1947, **XIII**, *4*.
7. FISCHER P., *Manuel de Conchyologie et de Paléontologie conchyologique*, Paris, 1887.
8. ШЕКЕР Р. Ф., *Введение в палеоэкологию*, Государственное научно-техническое издательство литературы по геологии и охране недр., Москва, 1957.
9. GILLET S., *Apropos du genre Replidacna Jekelius — cas teratologique des Limnocardies néogènes*, Bull. Soc. Géol. Fr., série 7, 1959, **I**, *9*.
10. GROSSU AL. V., *Gasteropoda. Prosobranchiate și Opistobranchiate*, în *Fauna R.P.R., Mollusca*, Ed. Acad. R.P.R., București, 1956, **III**, *2*.
11. ЖАДИН В. И., *Моллюски пресных и солоноватых вод СССР*, Опред. по фауне СССР, Москва—Ленинград, 1952.
12. КОРОБКОВ И. А., *Анализ фауны моллюсков нефтеносной майкопской сбите*, Вестн. Ленингр. Универс. Ленинград, 1947.
13. — *Введение в изучение ископаемых моллюсков. Тоговерные и брюхоногие*, Ленинградский государственный ордена Ленина Унив. им. „А. А. Жданова", Ленинград, 1950.
14. НАУМОВ Н. П., *Экология животных*, Государственное издательство Советская Наука, Москва, 1955.
15. PAPP A., *Die Mollusken fauna des Pannon in Wiener Becken*, Mitt. Geol. Gesell. in Wien, 1953, *44* (1951).
16. REMANE A., *Die Biologie des Brackwassers*, Stuttgart, 1955.
17. WENZ W., *Die Mollusken des Pliozäns der rumänischen Erdölgebiete*, Senckb., 1942, *24*.

CONTRIBUȚII LA STUDIUL FAUNEI DE LAMELIBRANHIATE JURASICE DIN DOBROGEA

DE

AURELIA BĂRBULESCU

Comunicare prezentată de academician M. G. FILIPESCU în ședința din 13 noiembrie 1962

În afară de cîteva lucrări mai vechi, care descriu în general faune jurasice (11), (13), (21), (22) între care și lamelibranhiate, acest grup de organisme jurasice a fost puțin studiat la noi în țară. În ultimul timp cartările de amănunt au permis diferiților cercetători care s-au ocupat de jurasic să recolteze un număr mare de exemplare; de aceea, cu toate că lamelibranhiatele nu sînt fosile conducătoare, ele au format obiectul cîtorva comunicări în care se scoate în evidență importanța lor stratigrafică. Astfel, Gr. Răileanu și A. Năstăseanu[1]) au urmărit succesiunea pe verticală a pectinidelor liasice de la Svinița, A. Boldur și C. Boldur[2]) au prezentat o faună jurasică din regiunea Reșița în care lamelibranhiatele ocupă un loc important, iar A. Năstăseanu[3]) a urmărit succesiunea asociațiilor de lamelibranhiate din doggerul de la Anina.

În două comunicări recente am semnalat prezența unor bogate asociații faunistice, situate în baza depozitelor jurasice care stau transgresiv peste șisturile verzi la Tichilești și Hîrșova, în Dobrogea centrală. Amoniții caracteristici, ca și raporturile stratigrafice, indică vîrsta bathoniană și calloviană a asociațiilor menționate. Majoritatea covîrșitoare a faunei ca număr de familii, genuri și specii o reprezintă lamelibran-

---

[1]) Gr. Răileanu și A. Năstăseanu, *Contribuții la cunoașterea faunei de lamelibranhiate jurasice din liasicul de la Munteana (zona Svinița — Banat)*, Comunicare ținută în Ses. șt. Univ. din Buc., aprilie 1959.

[2]) A. și C. Boldur, *Geologia regiunii Reșița — Doman — Secul*, Comunicare în ședința de comunicări a Com. geol., 1958.

[3]) A. Năstăseanu, *Contributii la cunoașterea faunei de lamelibranhiate din doggerul de la Anina (zona Reșita — Banat)*, Comunicare ținută în Ses. șt. Univ. din Buc., mai 1960.

hiatele. Pe lîngă marea varietate de specii, aceste asociații se caracterizează și printr-o mare bogăție în indivizi (pl. X, fig. 66 și 67; pl.XI, fig. 68). Cîteva specii ne-au atras atenția în mod deosebit, fie prin nivelul constant la care apar, fie prin frecvența extrem de ridicată : *Chlamys fibrosus* Sow., *Entolium demissus* Phill., *Homomya gibbosa* Sow., *H. vezelayi* d'Arch., *Gresslya concentrica* Ag., *Pleuromya caudata* Terq. et Jourd. Astfel, în Dobrogea, *Chlamys fibrosus* apare întotdeauna în calcarele feruginoase brune (pl. X, fig. 66), care la Tichilești și Baroi cuprind specii de *Macrocephalites* ce indică vîrsta callovian inferioară (3), (4). Cercetări mai noi ne-au permis să recoltăm numeroase exemplare de *Chlamys fibrosus* din Dealurile Alah Bair și Saragea Bair, în apropiere de Băltăgești, ca și din valea Stupinei în imediata apropiere de satul Stupina. În aceste puncte el nu este asociat cu *Macrocephalites*, dar este cuprins tot în calcare gălbui feruginoase, uneori microconglomeratice sau gresoase, identice cu cele de la Tichilești și Baroi. În Dobrogea, *Chlamys fibrosus*, *Entolium demissus*, *Gresslya concentrica* au mai fost recoltate recent de M. Chiriac și colaboratori [1]) din calcarele cu *Macrocephalites* situate în valea Casimcea sau la baza jurasicului (Dealul Alah Bair). *Chlamys fibrosus* a mai fost semnalat de A. Năstăseanu [2]) în Banat, în zona Reșița, în orizontul marno-calcarelor cu elipsoizi, unde este asociat cu *Macrocephalites macrocephalus* și cu numeroase specii de lamelibranhiate. Tot din Banat a mai fost recoltat de S. Năstăseanu din dogger-callovian inferior [3]). Constatăm deci că specia *Chlamys fibrosus* are o mare răspîndire în Dobrogea, ca și în celelalte regiuni menționate din țară, la nivelul zonei cu *Macrocephalites macrocephalus*.

Entolium demissus este pe alocuri tot atît de frecvent ca și *Chlamys fibrosus* cu care este de obicei asociat (pl. XI, fig. 68). *Homomya gibbosa* și *H. vezelayi* se întîlnesc în număr mare în marnele gresoase concreționare situate în valea Tichilești sub calcarele cu *Macrocephalites macrocephalus*. În Dealurile Alah Bair și Saragea Bair, aceste specii, mult mai rare și de dimensiuni mai mici, au fost recoltate din calcarele și marnele feruginoase concreționare situate imediat deasupra contactului cu șisturile verzi. Cele mai multe exemplare de *Pleuromya caudata* și *Gresslya concentrica* provin din marnele gresoase concreționare, de vîrstă probabil bathoniană, din Dealul Baroi. Frecvent, aceste specii s-au întîlnit și în marnele bathoniene din valea Tichilești și, mai rar, în calcarele cu *Macrocephalites* din acest punct.

Abundența materialului paleontologic ne-a permis să aplicăm la studiul acestor lamelibranhiate metoda biometrică ce se bazează pe folosirea unui anumit număr de măsurători efectuate pe diverse exemplare (25). Deoarece aceste măsurători trebuie efectuate pe un număr mare de exemplare întregi, nu prezentăm în nota de față decît speciile de lamelibran-

---

[1]) M. Chiriac, A. Perianu și A. Cehlarov, *Raport asupra zăcămintelor de calcare din regiunea Mireasa, Tîrgușor, Gura-Dobrogei, Piatra, Năvodari, Capul-Midia*, Arh. Com. geol., 1959.

[2]) A. Năstăseanu, *Op. cit.*

[3]) Comunicare verbală.

hiate care, fiind foarte frecvente în regiunea cercetată, s-au pretat la acest fel de studiu.

La lamelibranhiatele citate mai sus s-au măsurat :

lungimea cochiliei (L) ;
înălțimea cochiliei (I) ;
grosimea cochiliei (G) ;
lungimea părții anterioare (La) distanța umbonelui față de partea anterioară ;
unghiul umbonal (U) la g. *Chlamys* și *Entolium* ;
numărul de coaste (C) la g. *Chlamys*.

Pe baza acestor măsurători s-a calculat valoarea relativă a înălțimii (I/L), a grosimii (G/L), a lungimii părții anterioare (La/L), a numărului de coaste (C/L) și a unghiului umbonal (U/L). Frecvențele calculate s-au notat cu F. Rezultatele au fost reprezentate grafic prin poligoane de dispersie și histograme de frecvență.

Prezentăm în cele ce urmează principalele caractere paleontologice ale speciilor menționate și concluziile care se desprind din studiul biometric al acestora.

Fam. **PECTINIDAE**

Gen. **Chlamys** Bolten, 1798

Chlamys fibrosus Sow.

(Pl. IV, fig. 28—37)

1833 non *P. fibrosus*, Lahusen (16), p. 23, pl. II, fig. 3.
1868 *Pecten fibrosus*, Goldfuss (9), p. 46, pl. XC, fig. 6.
1932 *Chlamys fibrosa*, Corroy (6), p. 188, pl. XXVII, fig. 15, 16.
1936 *Aequipecten fibrosus*, Dechaseaux (8), p. 47, pl. VI, fig. 15—20, pl. VII, fig. 1—3; 1957 Himșiașvili (12), p. 121, pl. XXIV, fig. 1, 4.

Chlamys fibrosus este o binecunoscută specie jurasică ; W. J. Arkell (2) și C. Dechaseaux (8), revizuind numeroasele descrieri și figuri existente pentru această specie, bazați și pe materiale din colecții clasice, au pus la punct caracterele specifice și variabilitatea acestei forme.

Numărul mare de exemplare aflate în colecția noastră ne-a permis să urmărim aceste caractere și să efectuăm o serie de măsurători care ne-au condus la rezultate interesante. Exemplarele din Dobrogea prezintă aceeași variabilitate a valvei stîngi reprezentată prin forme A și forme B, variabilitate pe care a semnalat-o C. Dechaseaux cu ocazia studiului pectinidelor din Bazinul parizian. Formele A au coastele radiare rotunjite, mai largi spre marginea paleală și separate prin spații rotunjite mai înguste decît coastele (pl. IV, fig. 29), iar formele B au coaste

mai înguste, separate prin intervale mai mari decît coastele, în care se găsesc linii radiale subțiri (pl. IV, fig. 28, 30—32). Valva dreaptă (pl. IV, fig. 33—37) prezintă variații mult mai mici, care se referă mai ales la ornamentația coastelor; menționăm că la absolut toate exemplarele studiate acestea sînt constant în număr de 10. Un singur exemplar mare, cu 10 coaste late, ornate cu lamele concentrice dese, prezintă afinități cu *Aequipecten laure* Et., figurat de C. D e c h a s e a u x (8) [1]). Mai frecvent, se observă o ușoară tendință de dedublare a coastelor, ceea ce denotă afinități cu *Chlamys vagans* Sow.

Dimensiunile exemplarelor măsurate [2]):

L	I	C	U	I/L	C/L	U/L	valva	localitatea
10	10,5	9	86°	1,05	0,90	8,60	stg.	Baroi
31,5	33	10	95°	1,04	0,31	3,01	dr.	„
55	56	10	94°	1,01	0,18	1,60	dr.	Alah Bair

STUDIUL BIOMETRIC AL SPECIEI *CHLAMYS FIBROSUS* SOW.

Dintr-un număr de 325 de valve recoltate din callovianul zonei Hîrșova, 106 reprezintă valva stîngă, 162 — valva dreaptă, iar un număr de 57 exemplare, păstrate mai ales ca mulaje, n-au putut fi identificate căror valve aparțin. Un număr de 64 de exemplare, într-o stare de conservare foarte bună, ne-au permis să executăm măsurători; dintre acestea 41 reprezintă valva dreaptă, iar 23 valva stîngă.

Variația înălțimii în funcție de lungimea cochiliei

$10 < L < 55$; $10{,}5 < I < 56$; $1{,}05 < I/L < 1{,}01$

La aproape toate exemplarele studiate, înălțimea depășește foarte puțin lungimea, încît valvele au un contur aproape circular. Deși aria de dispersie a valorilor înălțimii este destul de mare (pl. I, fig. 1), se observă totuși că la cele mai multe exemplare înălțimea reprezintă în jur de 1,02—1,08 din lungime (pl. I, fig. 2). În ceea ce privește lungimea, histograma (pl. I, fig. 5) arată că cea mai mare frecvență o au exemplarele cu lungimea cuprinsă între 20 și 35 mm.

Variația numărului de coaste în funcție de lungimea cochiliei

$10 < L < 55$; $9 < C < 11$; $0{,}90 < C/L < 0{,}20$

Am prezentat deosebit valoarea C/L a valvei drepte (pl. I, fig. 3) de cea a valvei stîngi (pl. I, fig. 4), deoarece numărul de coaste este diferit. Pe valva dreaptă numărul de coaste, indiferent de dimensiuni, este ace-

[1]) Pl. VII, fig. 4 și 5.

[2]) La toate speciile măsurate prezentăm dimensiunile extreme și medii exprimate în milimetri.

lași — 10; la o creștere regulată a lungimii, raportul C/L scade treptat, încît aria de dispersie a acestei valori se reduce de fapt la o curbă cu alura descendentă. Aceeași tendință se observă și pentru raportul C/L al valvei stîngi (pl. I, fig. 4); s-ar putea construi totuși două curbe paralele, deoarece numărul coastelor este 9 și 11. Observăm că numărul coastelor este același ca al exemplarelor din Gruzia, la care N. G. Himșiașvili remarcă frecvența mare a formelor cu 10 coaste; exemplarele din Dobrogea se deosebesc astfel de cele din Bazinul parizian care au între 11 și 13 coaste.

Variația unghiului umbonal în funcție de lungimea cochiliei
$10 < L < 55$; $86° < U < 95°$; $8{,}60 < U/L < 1{,}60$

Așa cum reiese din histograme (pl. I, fig. 6, 7), între lungimea valvelor și unghiul umbonal nu există nici o relație; acesta din urmă oscilează în limite destul de mari. Alura generală a curbei este asemănătoare cu aceea a raportului C/L (pl. I, fig. 3 și 4), deoarece față de creșterea continuă a lungimii, valoarea unghiului umbonal variază extrem de puțin (pl. I, fig. 6).

Gen. **Entolium** Meek, 1869

Entolium demissus Phillips

(Pl. V, fig. 38—40)

1836 non *Pecten demissus*, Goldfuss (9), pl. XCIX, fig. 2.
1855 non *Pecten demissus*, Mor. et Lyc. (18), p. 127, pl. XIV, fig. 7.
1858 non *Pecten demissus*, Quenstedt (19), p. 353, pl. XLVIII, fig. 6—7.
1899 *Pecten* (*Entolium*) *demissum*, Simionescu (21), p. 27, pl. II, fig. 6.
1911 *Entolium demissum*, Lissajous (17), p. 76, pl. X, fig. 7, 8; 1926 Staesche (23), p. 99, pl. IV, fig. 5; 1934 Krach (14), p. 563, pl. XI, fig. 8—10, pl. XII, fig. 13.
1936 *Entolium demissus*, Dechaseaux (8), p. 61, fig. 14 (în text); 1957 Himșiașvili (12), p. 126, pl. XXIII, fig. 3.

Se cunosc numeroase descrieri ale acestei specii, de aceea nu mai revenim asupra caracterelor. Remarcăm că diferiții autori care s-au ocupat mai îndeaproape de specia *demissus* nu cad de acord asupra valorii unghiului umbonal care este considerat ca elementul cel mai important ce permite separarea de speciile apropiate. Luînd în considerație acest caracter, C. Dechaseaux (8) este de acord cu W. J. Arkell, că *E. disciformis* se încadrează, din acest punct de vedere, în limitele speciei *demissus*. După N. G. Himșiașvili (12) și specia *Entolium spathulatus*, care are un unghi umbonal de 80° prin care se deosebește de *E. demissus*, așa cum menționează K. Staesche (23), ar trebui

încadrat tot în specia *demissus* deoarece unghiul umbonal al exemplarelor speciei din urmă variază foarte mult; de aceea se cunosc o serie de forme de trecere între aceste două specii.

Dimensiuni:

L	I	U	I/L	U/L	localitatea
12	14	85°	1,16	7,08	Baroi
40	41	95°	1,02	2,37	„
58	54,5	109°	0,93	1,87	Băltăgești

STUDIUL BIOMETRIC AL SPECIEI *ENTOLIUM DEMISSUS* PHILL.

Deși această specie este bine reprezentată în fauna calloviană din Dobrogea, nu s-au putut face măsurători decît pe un număr restrîns de exemplare, deoarece valvele, fiind foarte subțiri, se păstrează mai rar întregi.

Variația înălțimii în funcție de lungimea cochiliei

$12 < L < 58$; $14 < I < 58$; $0{,}93 < I/L < 1{,}17$

Majoritatea exemplarelor sînt puțin mai înalte decît lungi; remarcăm însă și valve la care lungimea depășește uneori înălțimea. Deși aceste două dimensiuni cresc gradat, observăm că la formele mari (pl. II, fig. 10) diferența dintre lungime și înălțime se șterge treptat și se ajunge ca majoritatea exemplarelor mari să aibă lungimea mai mare ca înălțimea, deci raportul I/L are valori din ce în ce mai mici.

Variația unghiului umbonal în funcție de lungime

$12 < L < 58$; $78° < U < 120°$; $1{,}80 < U/L < 7{,}08$

Unghiul umbonal variază în limite destul de largi, fiind, în general, mai mare la exemplarele de dimensiuni mari. Deoarece valoarea unghiului umbonal nu crește în măsura în care crește lungimea, raportul U/L (pl. II, fig. 11) scade treptat, încît aria de dispersie a acestei valori are aspectul general al unei curbe descendente ca și la specia *Chlamys fibrosus* (pl. I, fig. 6).

Unghiul umbonal este considerat ca elementul cel mai important ce permite separarea speciilor *demissus*, *disciformis* și *spathulatus*, la care celelalte caractere sînt identice. La exemplarele studiate de noi remarcăm faptul că, deși acest unghi variază în limite destul de largi (pl. II, fig. 8), cele mai multe exemplare au unghiul umbonal cuprins între 80 și 120°, adică au valori care le-ar încadra în limitele speciilor *demissus* și *disciformis*, așa cum le acceptă C. Deschaseaux. Faptul că exemplarele de dimensiuni mici au unghiuri mai mici nu face decît să confirme ideea că este vorba de o singură specie la care valoarea unghiului umbonal diferă după dimensiuni.

Fam. **PLEUROMYDAE** Zittel

Pleuromya caudata Terq. et Jourd.

(Pl. V, fig. 41—46 ; pl. VI, fig. 47—50)

1871 *Pleuromya caudata*, Terq. et Jourd. (24), p. 81, pl. VII, fig. 10—12.

Exemplarele din Dobrogea sînt foarte apropiate de *Pleuromya caudata* Terq. et Jourd. din bathonianul regiunii Moselle. Unele mici deosebiri se referă nu atît la forma generală cît la raporturile dintre dimensiuni. În raport cu celelalte specii de *Pleuromya*, constatăm cele mai mari asemănări, mai ales în ceea ce privește distanța umbonelui față de partea anterioară, cu formele alungite de *Pleuromya uniformis* Sow. figurate de W. J. Arkell(2)[1]) de care se deosebesc totuși printr-o alungire mai mare. Caracteristica speciei *uniformis*, așa cum a observat W. J. Arkell și cum relatează N. G. Himșiașvili pentru exemplarele din Gruzia, este marea variabilitate a dimensiunilor, a bombării, a sculpturii, a depărtării umbonelui față de partea anterioară, variabilitate care, după Himșiașvili, se observă chiar la exemplarele recoltate din același strat. Formele din Dobrogea (pl. V, fig. 41—46 și pl. VI, fig. 47—50), deși de dimensiuni variate, se caracterizează printr-o remarcabilă constanță a formei și a raporturilor dintre dimensiuni, fiind deci, din acest punct de vedere, deosebite de *Pleuromya uniformis*. *Myacites polonicus* Lbe., cu care s-ar mai putea apropia exemplarele din Dobrogea, se deosebește prin marginea inferioară dreaptă, paralelă cu marginea cardinală posterioară și printr-o rotunjire accentuată a părții posterioare.

Dimensiuni:

L	I	G	La	I/L	G/L	La/L	localitatea
32	17	13	12	0,53	0,40	0,37	Baroi
43	24	16	15	0,53	0,37	0,34	„
54	25	17	17	0,46	0,31	0,31	„

STUDIUL BIOMETRIC AL SPECIEI *PLEUROMYA CAUDATA* TERQ. ET JOURD.

Variația înălțimii în funcție de lungimea cochiliei

La cele 19 forme întregi măsurate aceste două dimensiuni variază astfel:

$$32 < L < 54 ; \; 16 < I < 26 ; \; 0{,}45 < I/L < 0{,}58$$

Înălțimea crește aproape paralel cu lungimea, exemplarele de talie mare sînt în general ceva mai puțin înalte decît cele mici. Din figura

[1]) Pl. XLV, fig. 1—13.

12 (pl. II) rezultă că valorile relative ale înălțimii speciei *Pleuromya caudata* diferă net de valorile acelorași dimensiuni pe care le-am reprezentat după datele menționate de Arkell pentru specia *Pl. uniformis*. Majoritatea exemplarelor atribuite speciei *caudata* au raportul înălțime/lungime cuprinse între 0,45 și 0,55 din lungime (pl. II, fig. 14); la *Pleuromya uniformis* observăm un maxim pentru valorile ce depășesc 0,60 din lungime (pl. II, fig. 17). Din comparația poligoanelor de dispersie și a histogramelor de frecvență (pl. II, fig. 12, 14 și 17) rezultă că specia *caudata* este mai alungită decît specia *uniformis*.

Variația grosimii în funcție de lungimea cochiliei

$32 < L < 54$; $13 < G < 19$; $0{,}30 < G/L < 0{,}42$

Exemplarele studiate cresc în grosime ceva mai încet decît în lungime; valorile cele mai mari ale grosimii se înregistrează la exemplarele mici; frecvența maximă o prezintă exemplarele cu raportul grosime /lungime cuprins între 0,30 și 0,35 (pl. II, fig. 18), în timp ce la exemplarele măsurate de Arkell frecvența maximă o au formele al căror raport reprezintă 0,40—0,45 din lungime. Rezultă că exemplarele din Dobrogea sînt comparativ mai puțin groase decît specia *uniformis*.

Variația lungimii părții anterioare în funcție de lungimea cochiliei

$32 < L < 54$; $11 < La < 20$; $0{,}30 < La/L < 0{,}47$

Nu avem posibilitatea să comparăm variația acestei dimensiuni calculată pentru specia *caudata* cu cea a speciei *uniformis*, deoarece Arkell nu dă decît valorile medii, pe baza cărora Lewinski a stabilit varietăți. Observăm totuși (pl. II, fig. 13 și 16) că cea mai mare parte a exemplarelor studiate de noi au lungimea părții anterioare cuprinsă între 0,30 și 0,40 din lungimea cochiliei (excepțional un exemplar atinge 0,47); prin aceste valori se apropie mai puțin de specia *caudata*, care are lungimea părții anterioare de peste 0,40 din lungimea cochiliei, și mai mult cu unele varietăți ale speciei *uniformis* cum ar fi var. *tellina*, la care umbonele este situat la 40% din lungime distanță de partea anterioară sau var. *voltzi* la care este situat la 33% distanță de partea anterioară.

Exemplarele recoltate din calcare se remarcă printr-o prospețime deosebită, toate detaliile sculpturii fiind vizibile; în schimb, din cauza durității rocii, se pot scoate mai ales în stare fragmentară; exemplarele din marne, mai prost conservate, sînt aproape totdeauna întregi.

Gen. **Gresslya** Agassiz, 1838

Gresslya concentrica Agassiz

(Pl. VI, fig. 51—58)

1899 *Gresslya concentrica*, Greppin (10), p. 53, pl. VII, fig. 3.

Prin forma cochiliei oval-alungită, inechilaterală și slab inechivalvă, cu partea anterioară scurtă și cea posterioară ușor alungită și îngustată treptat, exemplarele studiate prezintă cele mai multe asemănări cu *Gresslya concentrica* Ag. De specia apropiată *Gr. abducta* se deosebește prin forma rotunjită a părții anterioare, care la *Gr. abducta* este rostrată.

Dimensiuni:

L	I	G	La	I/L	G/L	La/L	localitatea
31	20	13	6,5	0,64	0,41	0,20	Baroi
40	26	18	10,5	0,65	0,45	0,26	„
51	35	25,5	11	0,77	0,46	0,21	„

STUDIUL BIOMETRIC AL SPECIEI *GRESSLYA CONCENTRICA* AG.

Variația înălțimii în funcție de lungimea cochiliei

La exemplarele măsurate înălțimea variază astfel:

$$31 < L < 51; \quad 20 < I < 36; \quad 0,64 < I/L < 0,77$$

Din figura 24 (pl. III) reiese că, la majoritatea exemplarelor, înălțimea reprezintă 65—75% din lungime. Înălțimea crește treptat, pe măsura creșterii lungimii, atît la exemplarele mici cît și la cele mari.

Variația grosimii în funcție de lungimea cochiliei

$$31 < L < 51; \quad 13 < G < 25,5; \quad 0,41 < G/L < 0,60$$

Grosimea crește aproape tot atît de repede ca și lungimea, încît valorile relative ale grosimii exemplarelor mici sînt aproape aceleași ca la cele mari. Deși poligonul de dispersie al acestui parametru pare ceva mai larg decît al înălțimii (pl. III, fig. 22), totuși frecvența maximă o au exemplarele la care grosimea reprezintă între 0,45 și 0,50 din lungime pl. III, fig. 23)

Variația lungimii părții anterioare față de lungimea cochiliei

$$31 < L < 51; \quad 6,5 < La < 13; \quad 0,20 < La/L < 0,33$$

Din figurile 20 și 25 (pl. III), se vede că valorile La se grupează toate în jur de 0,20—0,30, deci umbonele este situat în treimea anterioară

a cochiliei, așa cum menționează E. Greppin pentru exemplarele bajociene de la Bâle.

Gen. **Homomya** Agassiz, 1843

Homomya gibbosa Sow.

(Pl. VII, fig. 59; pl. VIII, fig. 62; pl. IX, fig. 64)

1842 *Mactra gibbosa*, d'Archiac (1), p. 28, pl. XXVI, fig. 1.
1850—1853 *Myacites gibbosus*, Moriss et Lycett (18), p. 138, pl XII, fig. 14.
1880 *Homomya* cf. *gibbosa*, Choffat (5), p. 32, pl. IX, fig. 1.
1933 *Homomya gibbosa*, Arkell (2), pl. XLIX, fig. 3.

Homomya gibbosa este foarte apropiată de *H. vezelayi* d'Arch. cu care, așa cum reiese din literatură, a fost de multe ori confundată. Diferă de aceasta din urmă prin forma mai globuloasă, în special prin partea posterioară mult mai puțin comprimată și alungită, crosete mai groase, mai masive și prin deschiderea părții posterioare mai mare și mai oblică.

Printre numeroasele exemplare care provin din valea Tichileștilor și din Dealul Alah Bair sînt unele care corespund întocmai descrierilor și figurilor autorilor citați. Asemănările cele mai mari le prezintă cu *Homomya gibbosa* Sow., figurată de Arkell (2)[1] atît în ceea ce privește forma cît și dimensiunile. Exemplarul descris de Arkell are o lungime de 122 mm, față de care înălțimea reprezintă 59%, iar grosimea 47%.

Dimensiuni:

L	I	G	La	I/L	G/L	La/L	localitatea
97	56	43,5	33	0,57	0,44	0,34	Băltăgești
116	64	52	26	0,55	0,45	0,22	Tichilești
137	80,5	71	32,5	0,58	0,51	0,23	„
75	46	41	14	0,61	0,54	0,18	„
107	65	56,5	20	0,60	0,52	0,18	„
148	89	72	29,5	0,60	0,48	0,20	„

STUDIUL BIOMETRIC AL SPECIEI *HOMOMYA GIBBOSA* SOW.

Variația înălțimii în funcție de lungimea cochiliei

Pentru numărul total de exemplare atribuite speciei *Homomya gibbosa* aceste două dimensiuni variază astfel:

$$75 < L < 148; \quad 46 < I < 85; \quad 0{,}53 < I/L < 0{,}73$$

După cum reiese din tabelul dimensiunilor și din figura 26 (pl. III), înălțimea crește paralel cu lungimea, dar, în general, ceva mai încet.

[1] Pl. XLIX, fig. 3.

Comparînd cu dimensiunile indicate de A r k e l l pentru holotipul speciei *H. gibbosa* din colecția lui Sowerby, la care I/L este egal cu 0,59, se observă că în Dobrogea există exemplare la care raportul I/L depășește 0,60. Aceste exemplare nu pot fi totuși separate ca o specie deosebită, deoarece caracterele principale sînt cele ale speciei *Homomya gibbosa*; ele reprezintă probabil o varietate ceva mai înaltă a uneia și aceleiași specii.

Variația grosimii în funcție de lungimea cochiliei

Pentru ansamblul populației grosimea variază astfel:

$$75 < L < 156; \quad 41 < G < 76; \quad 0{,}43 < G/L < 0{,}62$$

Din datele privind dimensiunile rezultă că și grosimea crește pe măsura lungimii, dar — ca și la lungime — creșterea se face ceva mai încet. Totdeauna grosimea este inferioară înălțimii; ea are valori comparabile cu cele ale exemplarului figurat de A r k e l l. Deși există și forme mai groase decît cele menționate în literatură, deosebirile nu sînt totuși atît de accentuate ca cele pe care le observăm la înălțime. Valorile grosimii măsurate pe exemplarele atribuite speciei *Homomya gibbosa* nu prezintă deosebiri mari față de valorile acelorași dimensiuni măsurate la *H. vezelayi* (pl. III, fig. 27).

Variația lungimii părții anterioare în funcție de lungimea cochiliei

Pentru ansamblul populației:

$$75 < L < 156; \quad 14 < La < 33; \quad 0{,}18 < La/L < 0{,}34$$

Spre deosebire de celelalte două dimensiuni examinate mai sus lungimea părții anterioare crește destul de neregulat la majoritatea exemplarelor. Valorile relative ale lungimii părții anterioare sînt aproape aceleași la exemplarele mari ca și la cele de dimensiuni mici. Media acestei dimensiuni este doar cu puțin mai ridicată decît valoarea de 0,20, indicată de A r k e l l pentru *Homomya gibbosa*.

Exemplarele aparținînd speciei *Homomya gibbosa*, recoltate din primele bancuri care stau peste șisturile verzi în valea Tichileștilor, sînt de dimensiuni mai mici decît cele care se întîlnesc spre partea superioară a complexului marnos atribuit bathonianului. În general, în baza acestui complex predomină *Homomya vezelayi*; specia *gibbosa* este predominantă în partea superioară. Același lucru se observă și în Dealul Alah Bair, unde frecvența homomiilor este însă mult mai mică.

Homomya vezelayi (d'Arch.)

(Pl. VII, fig. 60 şi 61 ; pl. IX, fig. 65)

1842 *Mya vezelayi*, d'Archiac (1), p. 370, pl. XXI, fig. 4, a, b.
1853 *Myacites vezelayi*, Morris et Lycett (18), p. 111, pl. XI, fig. 5, 5a.
1904 *Homomya vezelayi*, Clerc (7), p. 33.
1935 *Homomya vezelayi*, Arkell (2), pl. XLIX, fig. 2.

Aşa cum s-a arătat mai sus, *Homomya vezelayi* este foarte apropiată de *H. gibbosa*. Pentru a evita pe viitor confuziile, Arkell (2) figurează ambele specii şi discută pe larg deosebirile dintre părerile diferiţilor autori cu privire la aceste specii. Din figurile prezentate de autorii mai vechi, de Arkell şi de noi rezultă că *Homomya vezelayi* este mai alungită, mai puţin groasă decît *H. gibbosa* şi are marginea cardinală aproape dreaptă. *Homomya gibbosa* este, în general, mai arcuită şi mai umflată. În materialul din Dobrogea există şi exemplare care pot fi cu greu încadrate la una sau alta dintre aceste două specii; ele constituie oarecum o trecere între *H. vezelayi* şi *H. gibbosa* şi explică astfel de ce aceste două specii au fost aşa de des confundate.

Dimensiuni:

L	I	G	La	I/L	G/L	La/L	localitatea
107	58	57	20	0,54	0,53	0,18	Băltăgeşti
128	66	62,5	24	0,51	0,49	0,18	Tichileşti
156	85	75	36	0,54	0,48	0,23	,,

STUDIUL BIOMETRIC AL SPECIEI *HOMOMYA VEZELAYI* (D'ARCH.)

Variaţia înălţimii în funcţie de lungimea cochiliei

$107 < L < 156$; $58 < I < 85$; $0,50 < I/L < 0,54$

Spre deosebire de specia precedentă, înălţimea creşte aproape în aceeaşi măsură ca şi lungimea. Valorile înălţimii (pl. III, fig. 26), luate în ansamblu, sînt net deosebite la specia *vezelayi* de cele ale speciei *gibbosa* ; aceste valori sînt mai apropiate de cele menţionate de Arkell pentru *H. vezelayi* din Anglia (0,54) decît de valorile prezentate de d'Archiac pentru exemplarul din Bazinul parizian (0,48).

Variaţia grosimii în funcţie de lungimea cochiliei

$106 < L < 156$; $52 < G < 75$; $0,45 < G/L < 0,53$

Grosimile variază în limite ceva mai largi, fiind, aşa cum a remarcat de altfel şi Arkell, mai reduse decît înălţimile; ele au valori medii sub 0,55.

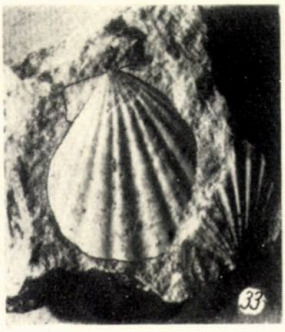


Fig. 28 — 37. — *Chlamys fibrosus* Sow. Fig. 28, 30 — 32. — Valva stîngă, forma B. Fig. 29. — Valva stîngă, forma A. Fig. 33—37. — Valva dreaptă (1×).

c. 545 d. p. 56

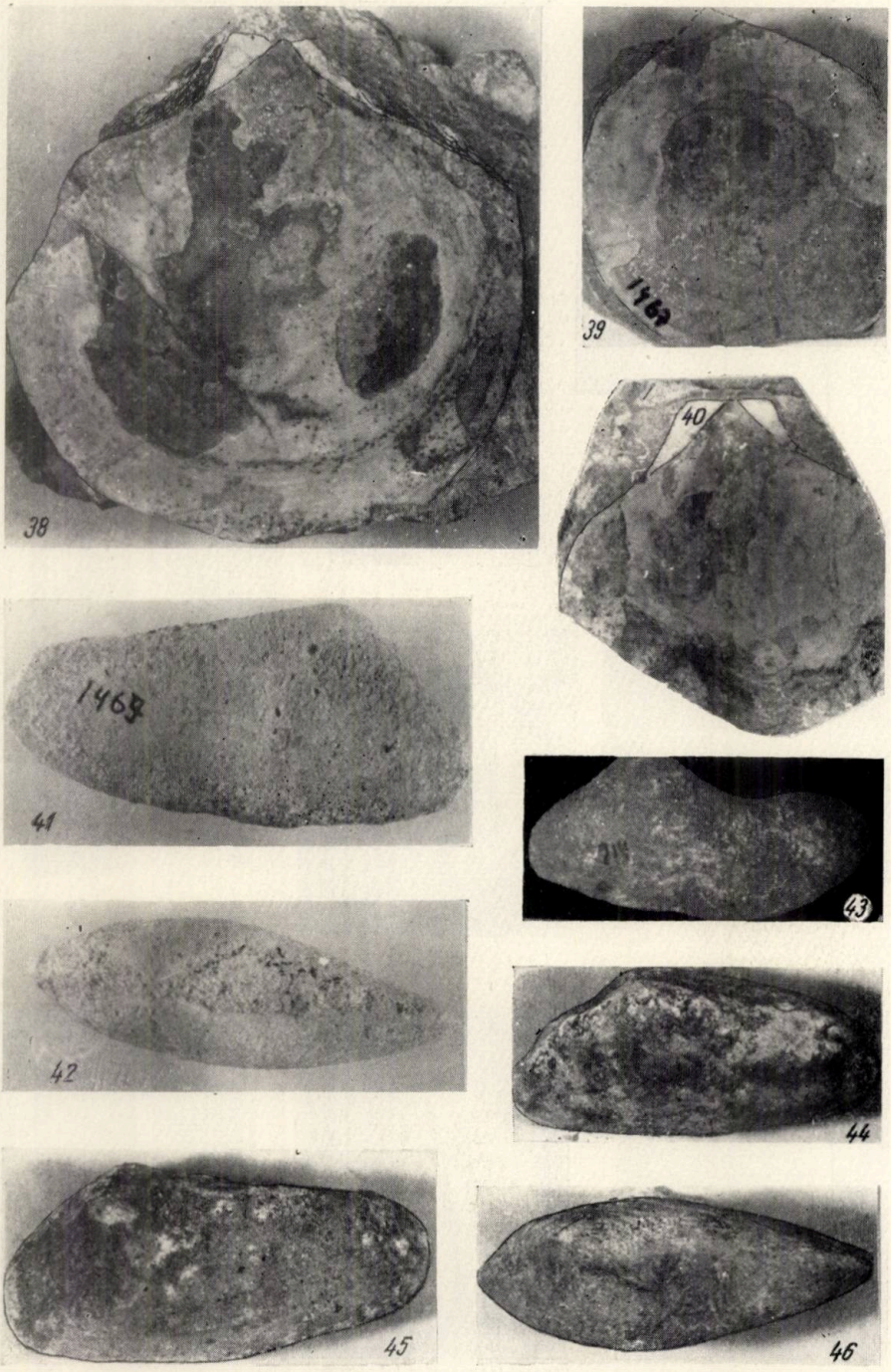


Fig. 38—40. — *Entolium demissus* Phill. Fig. 41—46. — *Pleuromya caudata* Terq. et Jourd. (1 ×).

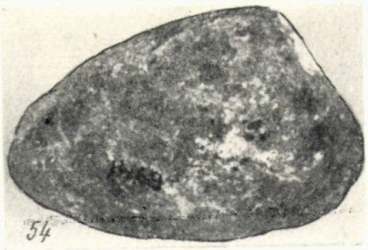


Fig. 47—50. — *Pleuromya caudata* Terq. et Jourd. (1×). Fig. 51—58. — *Gresslya concentrica* Ag. (1×).

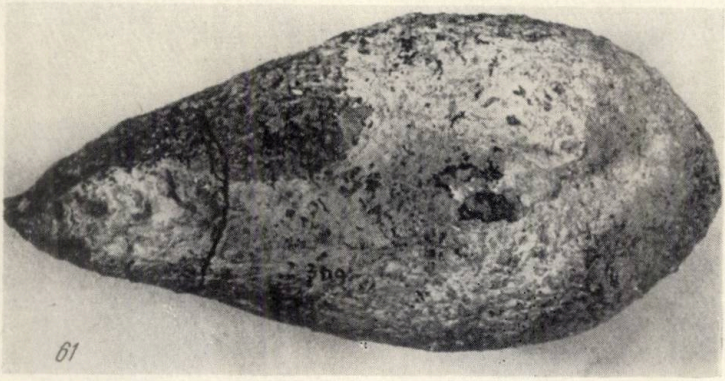


Fig. 59. — *Homomya gibbosa* Sow. (3/4×). Fig. 60 și 61. — *Homomya vezelayi* (d'Arch.) (3/4×).

Fig. 62 și 63. — *Homomya gibbosa* Sow. (4/5×).

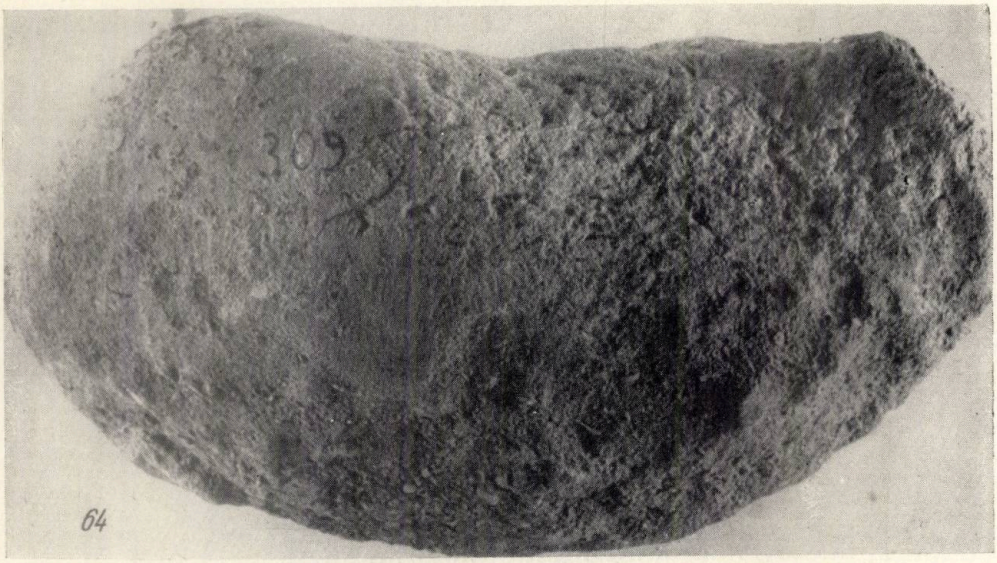
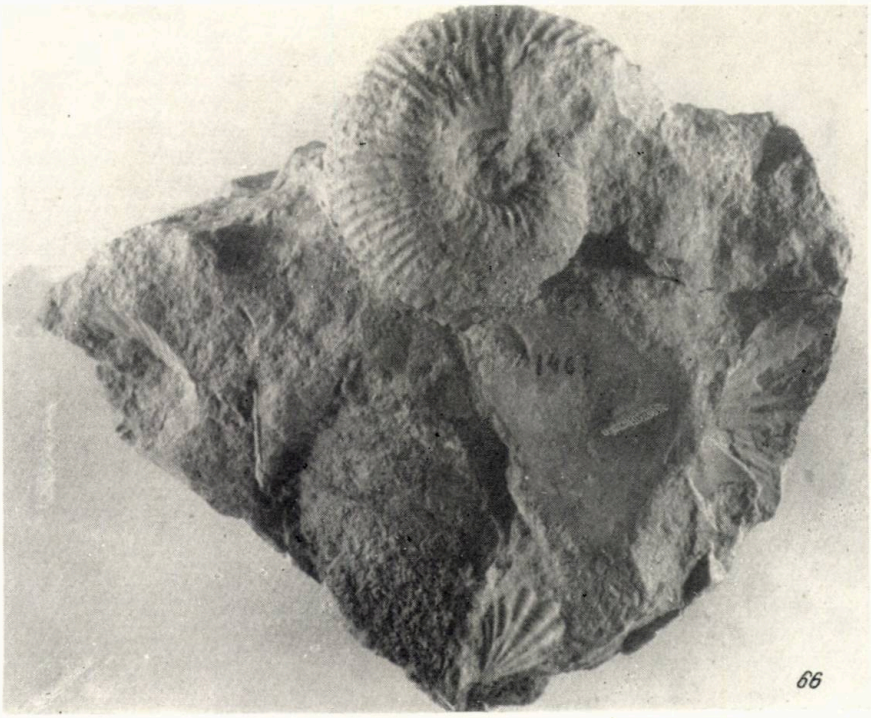


Fig. 64. — *Homomya gibbosa* Sow. (4/5 ×). Fig. 65. — *Homomya vezelayi* (d'Arch.) (4/5×).



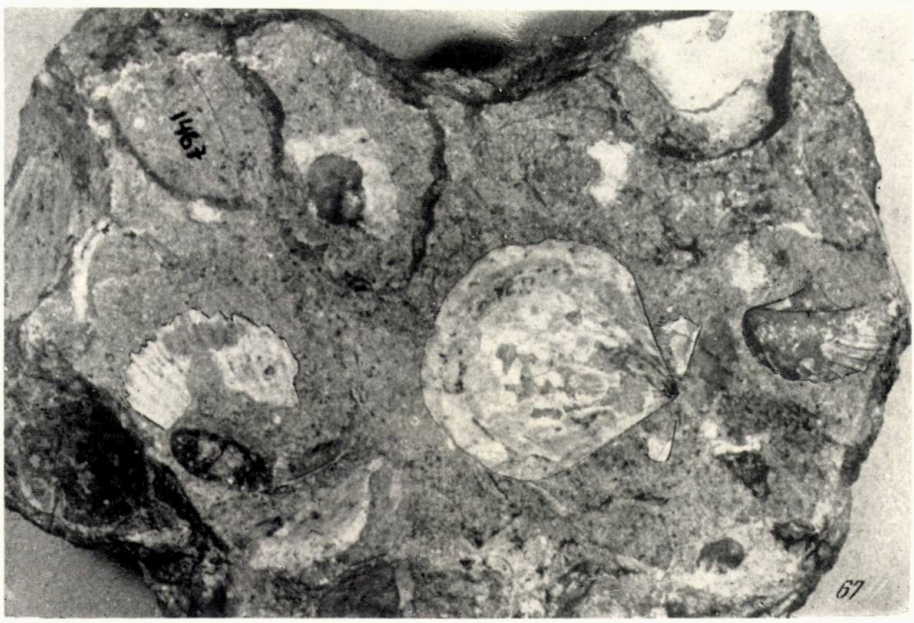


Fig. 66. — Calcar cu *Macrocephalites* sp., *Chlamys fibrosus* Sow. și *Entolium demissus* Phill. (1×). Callovian inferior, Dealul Baroi. Fig. 67.—Calcar cu *Chlamys fibrosus* Sow. și *Entolium demissus* Phill. (1×). Callovian inferior, Dealul Baroi.

Fig. 68. — Calcar cu *Entolium demissus* Phill., *Chlamys fibrosus* Sow., *Astarte* sp., *Placunopsis* sp., *Oxytoma inequivalvis* Sow., *Macrocephalites* sp. (3/4 ×). Callovian inferior, Dealul Baroi.

Variația lungimii părții anterioare în funcție de lungimea cochiliei
$107 < L < 156$; $20 < La < 36$; $0,16 < La/L < 0,24$

Valorile medii ale lungimii părții anterioare sînt apropiate de cele calculate de Arkell — 0,20. Deoarece alți autori nu au măsurat această dimensiune, pentru a avea și alți termeni de comparație, am calculat lungimea părții anterioare la exemplarul figurat de J. Morris și I. Lycett și am constatat că are o valoare identică : 0,20. Ca și la *H. gibbosa* lungimea părții anterioare nu prezintă o creștere constantă ; nu se poate stabili nici o relație între creșterea celorlalte dimensiuni, și în special a lungimii, și creșterea părții anterioare. Valorile medii constatate la specia *vezelayi* sînt mai scăzute (0,19) față de cele pe care le prezintă specia *gibbosa* (0,22).

Numărul prea mic de exemplare care au putut fi măsurate nu ne-a permis să generalizăm concluziile asupra variațiilor speciei *H. vezelayi*. Măsurătorile efectuate ne-au servit doar să separăm exemplarele pe care le atribuim acestei specii de cele ale speciei *H. gibbosa* și să comparăm formele din Dobrogea cu cele din regiunile clasice.

CONCLUZII

Lucrarea de față este o primă încercare de aplicare a metodei biometrice la studiul lamelibranhiatelor jurasice de la noi din țară. Ea scoate în evidență utilitatea acestei metode mai ales pentru formele lipsite de ornamentație sau păstrate ca mulaje interne, care nu oferă suficiente elemente pentru determinare. Toate speciile prezentate sînt pentru prima dată menționate în jurasicul din Dobrogea și, cu o singură excepție, figurate pentru prima dată la noi în țară. Deși lamelibranhiatele studiate nu au valoare de fosile caracteristice, se localizează strict fie în bathonian — *Homomya gibbosa*, *H. vezelayi*, *Pleuromya caudata*, *Gresslya concentrica*, fie în callovian — *Chlamys fibrosus*, *Entolium demissus*, atît în Dobrogea cît și în regiunea carpatică.

Fiind însoțită de numeroase figuri și tabele în care sînt rezumate caracteristicile dimensionale ale speciilor prezentate, lucrarea poate oferi posibilitatea comparării faunei de lamelibranhiate din Dobrogea cu cea din regiunile învecinate.

К ИЗУЧЕНИЮ ФАУНЫ ЮРСКИХ ПЛАСТИНЧАТОЖАБЕРНЫХ ДОБРУДЖИ

РЕЗЮМЕ

В этой работе описывается сообщество юрских пластинчатожаберных зоны Хыршова — Бэлтэджешть (центральная Добруджа). Характерные аммониты, ассоциированные с этим сообществом, а также

стратиграфические соотношения указывают батский келловейский возраст изученных видов. Большое число изученных экземпляров пластинчатожаберных позволило применить биометрический метод изучения. Этот метод основывается на определенных измерениях различных экземпляров. Автор доказывает, что применение этого метода полезно, в особенности, при определении форм, от которых сохранились лишь внутренние слепки или же отсутствие орнаментации которых не дает достаточных данных для сравнения.

Описанные виды указаны впервые для юрских отложений Добруджи; изображение почти всех этих форм дается впервые в РНР.

Изученные виды пластинчатожаберных не могут быть оценены как характерные ископаемые; все же в юре Добруджи, как и в Карпатской области, они строго локализируются, частично в батском, частично в келловейском ярусах.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Таблица I

Рис. 1. — Изменение высоты в зависимости от длины раковины Chlamys fibrosus Sow.

Рис. 2. — Частота величин высоты в зависимости от длины раковины C. fibrosus Sow.

Рис. 3. — Вариация отношения $\frac{C}{L}$ у C. fibrosus Sow. (правая створка).

Рис. 4. — Вариадия отношения $\frac{C}{L}$ у C. fibrosus Sow.

Рис. 5. — Частота величин длины C. fibrosus Sow. (левая створка).

Рис. 6. — Вариация переднезамочного угла в зависимости от длины раковины C. fibrosus Sow.

Рис. 7. — Частота величин переднезамочного угла у C. fibrosus Sow.

Таблица II

Рис. 8. — Частота величин переднезамочного угла у Entolium demissus Phill.

Рис. 9. — Частота величин длины E. demissus Phill.

Рис. 10. — Изменение высоты в зависимости от длины раковины у E. demissus Phill.

Рис. 11. — Вариация отношения $\frac{U}{L}$ у E. demissus Phill.

Рис. 12. — Изменение высоты в зависимости от длины раковины Pleuromya caudata Terg. et Jourd. (прерывистая линия) и P. uniformis Sow. (сплошная линия).

Рис. 13. — Вариация длины передней части в зависимости от длины раковины P. caudata Terg. et Jourd.

Рис. 14. — Частота величин высоты в зависимости от длины раковины P. caudata Terg. et Jourd.

Рис. 15. — Частота величин толщины в зависимости от длины у P. uniformis Sow. Terg. et Jourd.

Рис. 16. — Частота величин длины передней части в зависимости от длины раковины P. caudata Terg. et Jourd.

Рис. 17. — Частота величин высоты в зависимости от длины раковины P. uniformis Sow.
Рис. 18. — Частота величин толщины в зависимости от длины раковины P. caudata Terq. et Jourd.
Рис. 19. — Вариация толщины в зависимости от длины раковины P. caudata Terq. et Jourd. (прерывистая линия) и P. uniformis Sow. (сплошная линия).

Таблица III

Рис. 20. — Вариация длины передней части в зависимости от длины раковины Gresslya concentrica Ag.
Рис. 21. — Частота величин длины раковины G. concentrica Ag.
Рис. 22. — Вариация толщины в зависимости от длины раковины G. concentrica Ag.
Рис. 23. — Частота величин толщины раковины G. concentrica Ag.
Рис. 25. — Вариация высоты в зависимости от длины раковины G. concentrica Ag.
Рис. 25. — Частота величин длины передней части раковины G. concentrica Ag.
Рис. 26. — Вариация высоты в зависимости от длины раковины Homomya gibbosa Sow. (сплошная линия) и Homomya vezelayi d'Arch. (прерывистая линия).
Рис. 27. — Вариация толщины в зависимости от длины раковины H. gibbosa Sow. (сплошная линия) и H. vezelayi d'Arch. (прерывистая линия).

Таблица IV

Рис. 28 — 37. — C. fibrosus Sow. рис. 28, 30—32 — левая створка, форма B; рис. 29 — левая створка, форма A;
Рис. 33—37. — правая створка (1×).

Таблица V

Рис. 38—40. — Entolium demissus Phill.
Рис. 41—46. — Pleuromya caudata Terq. et Jourd.

Таблица VI

Рис. 47—50. — Pleuromya caudata T. et J. (1×).
Рис. 51—58. — G. concentrica Ag. (1 ×).

Таблица VII

Рис. 59. — H. gibbosa Sow. (3/4 ×).
Рис. 60—61. — H. vezelayi d'Arch. (3/4 ×).

Таблица VIII

Рис. 62—63. — H. gibbosa Sow. (4/5 ×).

Таблица IX

Рис. 64. — H. gibbosa Sow. (4/5 ×).
Рис. 65. — H. vezelayi d'Arch. (4/5 ×).

Таблица X

Рис. 66. — Известняк с Macrocephalites sp., Chlamys fibrosus Sow. и Entolium demissus Phill. (1 ×); нижний келловей, холм Барой.
Рис. 67. — Известняк с Chlamys fibrosus Sow. и Entolium demissus Phill. (1 ×); нижний келловей, холм Барой.

Таблица XI

Рис. 68. — Известняк с Entolium demissus Phill., Chlamys fibrosus Sow., Astarte sp., Placunopsis sp., Oxytoma inequivalvis Sow., Macrocephalites sp. (3/4 ×); нижний келловей, холм Барой.

CONTRIBUTION À L'ÉTUDE DE LA FAUNE DE LAMELLIBRANCHES JURASSIQUES DE DOBROGEA

RÉSUMÉ

L'auteur présente une association de lamellibranches jurassiques de la zone de Hîrşova-Băltăgeşti (Dobrogea Centrale). Les ammonites caractéristiques associées à ces formes ainsi que les rapports stratigraphiques indiquent l'âge bathonien-callovien des espèces étudiées. Le nombre considérable d'exemplaires de lamellibranches a permis d'appliquer la méthode biométrique, qui est justement fondée sur l'utilisation d'un grand nombre de mesures effectuées sur divers exemplaires. L'auteur fait ressortir l'avantage qu'offre cette méthode lorsqu'il s'agit de déterminer les formes qui se sont conservées surtout comme moulages internes, ou bien qui, dépourvues d'ornementation, n'offrent pas des éléments suffisants à la comparaison. Les espèces présentées sont mentionnées pour la première fois dans le Jurassique de Dobrogea, et figurées, presque toutes, pour la première fois dans notre pays.

Les espèces de lamellibranches étudiées ne présentent aucune valeur en tant que fossiles caractéristiques; l'auteur constate, toutefois, que, dans le Jurassique de Dobrogea, aussi bien que dans la région carpatique, ces espèces sont strictement localisées, en partie dans le Bathonien et en partie dans le Caeelovien.

EXPLICATION DES FIGURES

Planche I

Fig. 1. — Variation de la hauteur en fonction de la longueur de la coquille chez *Chlamys fibrosus* Sow.

Fig. 2. — Fréquence des valeurs de la hauteur en fonction de la longueur de la coquille chez *Chlamys fibrosus* Sow.

Fig. 3. — Variation du rapport C/L chez *Chlamys fibrosus* Sow. (valve droite).

Fig. 4. — Variation du rapport C/L chez *Chlamys fibrosus* Sow. (valve gauche).

Fig. 5. — Fréquence des valeurs de la longueur chez *Chlamys fibrosus* Sow.

Fig. 6. — Variation de l'angle umbonal en fonction de la longueur de la coquille chez *Chlamys fibrosus* Sow.

Fig. 7. — Fréquence des valeurs de l'angle umbonal chez *Chlamys fibrosus* Sow.

Planche II

Fig. 8. — Fréquence des valeurs de l'angle umbonal chez *Entolium demissus* Phill.

Fig. 9. — Fréquence des valeurs de la longueur chez *Entolium demissus* Phill.

Fig. 10. — Variation de la hauteur, en fonction de la longueur de la coquille chez *Entolium demissus* Phill.

Fig. 11. — Variation du rapport U/L chez *Entolium demissus* Phill.

Fig. 12. — Variation de la hauteur en fonction de la longueur de la coquille de *Pleuromya caudata* Terq. et Jourd. (trait interrompu) et de la coquille chez *Pleuromya uniformis* Sow. (trait continu).

Fig. 13. — Variation de la longueur de la partie antérieure en fonction de la longueur de la coquille chez *Pleuromya caudata* Terq. et Jourd.

Fig. 14. — Fréquence des valeurs de la hauteur en fonction de la longueur de la coquille chez *Pleuromya caudata* Terq. et Jourd.

Fig. 15. — Fréquence des valeurs de l'épaisseur en fonction de la longueur de la coquille chez *Pleuromya uniformis* Sow.

Fig. 16. — Fréquence des valeurs de la longueur de la partie antérieure en fonction de la longueur de la coquille chez *Pleuromya caudata* Terq. et Jourd.

Fig. 17. — Fréquence des valeurs de la hauteur en fonction de la longueur de la coquille chez *Pleuromya uniformis* Sow.

Fig. 18. — Fréquence des valeurs de l'épaisseur en fonction de la longueur de la coquille chez *Pleuromya caudata* Terq. et Jourd.

Fig. 19. — Variation de l'épaisseur en fonction de la longueur de la coquille chez *Pleuromya caudata* Terq. et Jourd. (trait interrompu) et chez *Pleuromya uniformis* Sow. (trait continu).

Planche III

Fig. 20. — Variation de la longueur de la partie antérieure en fonction de la longueur de la coquille chez *Gresslya concentrica* Ag.

Fig. 21. — Fréquence des valeurs de la longueur de la coquille chez *Gresslya concentrica* Ag.

Fig. 22. — Variation de l'épaisseur en fonction de la coquille chez *Gresslya concentrica* Ag.

Fig. 23. — Fréquence des valeurs de l'épaisseur de la coquille chez *Gresslya concentrica* Ag.

Fig. 24. — Variation de la hauteur en fonction de la longueur de la coquille chez *Gresslya concentrica* Ag.

Fig. 25. — Fréquence des valeurs de la longueur de la partie antérieure de la coquille chez *Gresslya concentrica* Ag.

Fig. 26. — Variation de la hauteur en fonction de la longueur d'une coquille chez *Homomya gibbosa* Sow. (trait continu) et chez *Homomya vezelayi* d'Arch. (trait interrompu).
Fig. 27. — Variation de l'épaisseur en fonction de la longueur de la coquille chez *Homomya gibbosa* Sow. (trait continu) et chez *Homomya vezelayi* (d'Arch.) (trait interrompu).

Planche IV

Fig. 28—37. — *Chlamis fibrosus* Sow. Fig. 28, 30—32. — Valve gauche, forme B. Fig. 29, — Valve gauche, forme A. Fig. 33—37 — Valve droite (1 ×).

Planche V

Fig. 38—40. — *Entolium demissus* Phill.
Fig. 41—46. — *Pleuromya caudata* Terq. et Jourd. (1 ×).

Planche VI

Fig. 47—50. — *Pleuromya caudata* Terq. et Jourd. (1 ×).
Fig. 51—58. — *Gresslya concentrica* Ag. (1 ×)

Planche VII

Fig. 59. — *Homomya gibbosa* Sow. (3/4 ×).
Fig. 60 et 61. — *Homomya vezelayi* (d'Arch.) (3/4 ×).

Planche VIII

Fig. 62 et 63. — *Homomya gibbosa* Sow. (4/5 ×).

Planche IX

Fig. 64. — *Homomya gibbosa* Sow. (4/5 ×).
Fig. 65. — *Homomya vezelayi* (d'Arch.) (4/5 ×).

Planche X

Fig. 66. — Calcaire à *Macrocephalites* sp., *Chlamys fibrosus* Sow. et *Entolium demissus* Phill. (1 ×). Callovien inférieur, Dealul Baroi.
Fig. 67. — Calcaire à *Chlamys fibrosus* Sow. et *Entolium demissus* Phill. (1 ×). Callovien inférieur. Dealul Baroi.

Planche XI

Fig. 68. — Calcaire à *Entolium demissus* Phill., *Chlamys fibrosus* Sow., *Astarte* sp., *Placunopsis* sp., *Oxytoma inequivalvis* Sow., *Macrocephalites* sp. (3/4 ×). Callovien inférieur. Dealul Baroi.

BIBLIOGRAFIE

1. ARCHIAC D', *Description géologique du département de l'Aisne*, Mém. Soc. Géol. France, 1843, **V**, *1*, partea a 2-a.
2. ARKELL W. J., *A monograph of British Corallian Lamellibranchia*, Paleontographical Society, 1935, partea a VIII-a.
3. BĂRBULESCU A., *Contribuții la studiul jurasicului din valea Tichileștilor (r. Hîrșova)*, Stud. și cercet. geol., 1961, **VI**, *4*.
4. — *Fauna callovianã din dealul Baroi-Hîrșova (notă preliminară)*, Anal. Univ. Buc., seria șt. nat. — geol., geogr., 1961, **X**, *27*.
5. CHOFFAT P., *Etude stratigraphique et paléontologique des terrains jurassiques du Portugal*, Trav. Géol. du Portugal, 1880.
6. CORROY G., *Le Callovien de la bordure orientale du Bassin de Paris*, Mém. carte géol. dét. de la France, 1932.
7. CLERC M., *Etude monographique des fossiles du Dogger Neuchatelois et Vaudois*, Mém. Soc. Pal. Suisse, 1904, **XXXI**.
8. DECHASEAUX C., *Pectinidés jurassiques de l'est du Bassin de Paris*, An. Pal., 1936, **XXV**.
9. GOLDFUSS A., *Petrefacta Germaniae*, Leipzig, 1862.
10. GREPPIN E.. *Descr. des fossiles du Bajocien sup. des environs de Bâle*, Mém. Soc. Pal. Suisse, 1899, **XXX**.
11. HERBICH F., *Date paleontologice din Carpații romînești*, An. Bir. Geol., 1888, **III**, *1*.
12. ХИМШИАШВИЛИ Н. Г., *Верхнеюрская фауна Грузии*, Ак. Наук Грузин. ССР., Сектор палеонтологии, Тбилиси, 1957.
13. JEKELIUS E., *Die mesozoischen Faunen der Berge v. Brassó. III — VII. Die Dogger u. Malmfauna v. Brasso*, Mit. a.d. Jahrb. k. ung. geol. Anst., 1915, **XXIV**.
14. KRACH W., *Przegrzebki (Pectinidae) Jury brunatnej okolic Krakova*, Rocznic polsk. Tov. Geol., 1934, **10**.
15. LAMOTTE M., *Initiation aux méthodes statistiques en biologie*, Paris, 1957.
16. LAHUSEN J., *Die Fauna der jurassischen Bildungen der Rjasanschen Goubern.*, Mém. Com. Géol. Russie, 1883, **I**, *1*.
17. LISSAJOUS, *Etude sur la faune du Bathonien des environs de Macon*, Trav. du Lab. de Géol. de la Fac. de Sci. de Lyon, 1923, Mém. 3, *V*.
18. MORRIS J. a. LYCETT I., *A Monograph of the Mollusca from the Great Oolite*, Pal. Soc., 1850—1853.
19. QUENSTEDT F. A., *Der Jura*, Tübingen, 1858.
20. RĂILEANU GR., NĂSTĂSEANU S. și DINCĂ A., *Geologia regiunii cuprinse între valea Nerei și Dunăre*, Stud. și cercet. geol., 1961, **VI**, *1*.
21. SIMIONESCU I., *Fauna callovianã din valea Lupului (Rucăr)*, Acad. Rom., Publ. Fond. „V. Adamachi", 1899, *III*.
22. — *Studii geologice și paleontologice din Dobrogea. II. Lamellibranchiate, Gasteropode, Brachiopode și Echinoderme din păturile jurasice de la Hîrșova*, Acad. Rom., Publ. Fond. „V. Adamachi", 1910, *IV*.
23. STAESCHE K., *Die Pectiniden der Schwäbischen Jura*, Geol. u. Paleont. Abhandl., Neue Folge, 1926, **XV**, *1*.
24. TERQUEM et JOURDY, *Monographie de l'étage Bathonien dans le département de la Moselle*, Mém. Soc. Géol. France, seria a II-a, 1869, **8**.
25. THÉOBALD N. et DUC M., *Les couches à Coeloceras crassum Ph. du Jura franc-comtois*, Ann. Sci. de l'Univ. de Besançon, seria a 2-a, Géol., 1959, *9*.
26. VÎLCEANU P., *Contribuții la cunoașterea geologică a regiunii Codlea*, Stud. și cercet. geol., 1960, **V**, *1*.

FACIES ŞI TECTONICĂ

DE

LORIN R. CONTESCU

Comunicare prezentată de academician G. MURGEANU în şedinţa din 13 noiembrie 1962

S-a constatat încă de mult timp că în numeroase cazuri există o legătură strînsă între zonele structurale ale unui tectorogen şi faciesurile depozitelor din aceste zone, în sensul că fiecare unitate se caracterizează prin prezenţa unor anumite faciesuri care nu se regăsesc în cele învecinate. Zonele structurale reprezintă deci şi zone de facies.

Adeseori unităţile structurale ale tectorogenului considerat se găsesc în raporturi geometrice anormale, materializate prin încălecări şi şariaje. În asemenea situaţii se pot deosebi două cazuri, şi anume :

a) Prezenţa a două sau mai multe zone paralele, avînd depozite deosebite ca facies şi vîrstă. Existenţa unei limite tectonice între ele poate fi pusă în evidenţă de cele mai multe ori pe teren prin dispunerea anormală a complexelor mai vechi aparţinînd unei zone peste complexele mai noi ale celei învecinate.

b) Prezenţa a două sau mai multe zone paralele avînd depozite deosebite ca facies, dar apropiate sau identice ca vîrstă (zone cu faciesuri sincrone heteropice). Afirmarea unor raporturi tectonice între astfel de zone se bazează mai mult pe interpretarea datelor decît pe observaţia directă. Într-adevăr, alăturarea la distanţă redusă a două zone cu faciesuri sincrone şi heteropice este considerată de mulţi autori ca o dovadă a existenţei între ele a unui accident tectonic important, întrucît nu sînt cunoscute în mod cert mecanisme ale sedimentării prin care să se explice schimbări de facies atît de bruşte. Explicaţia învecinării tectonice este întărită în unele cazuri şi de stilul tectonic diferit al complexelor de roci din cele două zone structurale adiacente [1]).

[1]) Există însă şi cazuri în care se observă o trecere treptată, prin tipuri intermediare, de la un anumit facies în unitatea cea mai internă la alt facies sincron în unitatea cea mai externă.

Desigur că sînt cunoscute și situații în care nu se remarcă nici o legătură vizibilă între unitățile tectonice și unitățile de facies, fie că unitățile de facies nu sînt separate prin linii tectonice, fie că liniile tectonice existente întretaie unitățile de facies.

Totuși, frecventul paralelism dintre zonele de facies și unitățile tectonice sugerează desigur întrebarea dacă nu cumva caracterele litofaciale influențează într-un fel oarecare eforturile tectonice, amplitudinea și orientarea lor. Aspectul litologic este însă strîns legat de proprietățile fizice ale rocilor (densitate, elasticitate și compresibilitate, rezistență la eforturi etc.). S-a ajuns la concluzia că studierea caracteristicilor de mai sus poate oferi anumite date în legătură cu natura, forma și amplitudinea deformațiilor.

Dar nu este suficientă numai studierea fiecărui tip litologic în parte, deoarece unitățile structurale de facies sînt alcătuite din complexe de roci care se comportă mai mult sau mai puțin solidar. În consecință, trebuie cercetat și modul de reacționare la eforturi a unei asociații de diferite tipuri litologice, fiecare tip avînd anumite proprietăți mecanice care influențează comportarea ansamblului ca un tot unitar. Desigur că acest fapt complică mult problema.

COMPORTAREA ROCILOR LA EFORTURI

În momentul de față se pare că problema comportării la eforturi a rocilor (în condiții naturale) este cu mult prea complicată pentru a putea fi rezolvată prin calcul sau prin metode experimentale.

Prin calcule analitice nu se poate determina, din aproape în aproape, nici succesiunea deformațiilor unui volum oarecare de depozite sub influența unui anumit fel de eforturi la care este supus, nici evoluția deformațiilor în funcție de caracterele mecanice ale rocilor (13), (14). Experiențele de laborator se efectuează în condiții ideale și nu reușesc să țină seama de multitudinea factorilor din natură, de succesiunea și ponderea lor în determinarea deformațiilor. Admiterea fenomenului de curgere a rocilor („creep") în procesele tectonice („tectonique d'écoulement") nu face decît să complice și mai mult problema, întrucît introduce timpul ca un factor esențial (12).

De aceea, în studiul deformației rocilor se face încă apel la metode mai mult sau mai puțin empirice. Astfel, cunoscînd comportarea la un anumit efort a unui tip de rocă și comparînd deformațiile complexelor care cuprind o astfel de rocă, cu deformațiile acelora care nu o cuprind, se pot observa caracterele particulare pe care le-a introdus tipul de rocă cu comportare mecanică cunoscută în deformația tectonică generală.

În plus, studiile moderne bazate pe aplicarea similitudinii au putut rezolva anumite cazuri speciale. S-a constatat că, indiferent de experiențele și metodele folosite, natura litologică este un factor hotărîtor în definirea formei, amploarei și felului deformației (4), (13), (18).

Studiul comportării rocilor la eforturi a dus la separarea a două mari grupe : rocile plastice și rocile elastice. Încadrarea unui anumit tip

de rocă în una din cele două grupe se face în funcţie de pragul său de plasticitate, care se măsoară cu destulă aproximaţie de altfel [1]).

Or, s-a constatat că la acelaşi fel şi intensitate de efort, deformaţiile suferite de rocile cu prag de plasticitate diferit sînt şi ele deosebite. Astfel, V. V. Belousov a demonstrat că forma cutelor este determinată în mod direct de această proprietate a rocilor. În aceleaşi condiţii tectonice, cutele ce se vor forma în rocile plastice vor fi mai strînse, mai ascuţite şi în acelaşi timp mai puternic înclinate în comparaţie cu cele din rocile rigide (3), (5).

Deosebirile în amploarea şi forma deformaţiilor determinate de natura litologică a rocilor sînt controlate de principiul travaliului minim. În conformitate cu acest principiu se constată că din toate felurile de deformaţii posibile care pot afecta un anumit tip de rocă (supus unui efort generat de o forţă oarecare) se va produce efectiv acea deformaţie care va absorbi cea mai redusă cantitate de lucru mecanic. Cu alte cuvinte se constată că rocile dispun, în funcţie de proprietăţile lor mecanice, de o anumită selectivitate la deformaţie.

Experienţele şi calculele au arătat că, în principiu, un volum de roci stratificate are două posibilităţi de deformare atunci cînd suferă o compresiune laterală : fie toate stratele sînt comprimate, strivite unitar, cu modificarea grosimii lor, fie ele îşi păstrează grosimea, dar se cutează. Ansamblurile compuse din alternanţe de strate de roci rigide şi de roci plastice, ca şi cele compuse aproape numai din roci plastice, se vor cuta, întrucît travaliul necesar acestui mod de deformare va fi mai mic. Într-adevăr, în acest caz eforturile vor fi mobilizate, conform principiului travaliului minim, de către stratele de roci plastice, care opun o slabă rezistenţă şi nu vor afecta bancurile dure, pentru a căror deformare este necesar un lucru mecanic mai mare. Prin comprimarea rocilor plastice se poate produce, în anumite condiţii, şi ondularea rocilor dure interstratificate.

În schimb, ansamblurile omogene compuse din strate de roci rigide se vor comprima şi, practic, nu se vor cuta. Neputîndu-se întinde în mod plastic, stratele se fragmentează, cu producerea de rupturi, diaclaze şi budinaje (8).

Rezultă de aici că o deformaţie foarte intensă a unui strat puţin rezistent la eforturi nu reprezintă neapărat efectul aplicării unor forţe puternice. O astfel de deformaţie va absorbi mai puţin lucru mecanic decît o deformaţie aparent slabă a unui alt strat mai rezistent, cu un prag de plasticitate mai ridicat.

În concluzie, o forţă de aceeaşi intensitate poate produce deformaţii deosebite şi ca formă şi ca amploare în roci cu litologie deosebită. Un

[1]) Existenţa unui prag de plasticitate pentru fiecare tip de rocă şi deci împărţirea rocilor în plastice şi elastice constituie premisa fundamentală a ipotezei plasticităţii şi elasticităţii rocilor (14), (18). De exemplu, pragul de plasticitate al sării este mai mic de 60 kg/cm^2; cel al şisturilor este de cca. 800 kg/cm^2, al gresiilor de 1 400, iar al granitului de 11 000 kg/ cm^2. Desigur că există toate trecerile între rocile plastice şi cele elastice. Important este contrastul de plasticitate dintre două roci. Astfel anhidritul pare o rocă rigidă în raport cu carnalitul sau alte săruri potasice, iar calcarul este plastic în raport cu granitul. Ipoteza „curgerii rocilor" nu face apel în consideraţiile sale la pragul de plasticitate al rocilor. În lucrarea de faţă nu luăm în discuţie ipoteza curgerii rocilor.

complex mărunt stratificat și alcătuit din multe roci plastice va fi mult mai intens deformat de aceeași forță care aproape că nu deformează vizibil un alt complex compus din roci rigide și în bancuri groase.

Ca „răspuns" la forțele la care sînt supuse, rocile au deci posibilitatea de a dirija în așa fel eforturile, încît deformația pe care o vor suferi să necesite un minim de energie.

Cel mai cunoscut efect al comportării selective la eforturi a rocilor este disarmonia de cutare. Două pachete de roci suprapuse, constituite, unul din roci plastice și altul din roci rigide, supuse simultan unui aceluiași efort, se vor deforma în mod diferit.

În afară de producerea disarmoniilor de cutare, mai există un aspect interesant al deformației rocilor. Se știe că propagarea undelor și a eforturilor în general se face în mod diferit în mediile elastice și în mediile plastice. Acest fapt a fost pus în evidență încă mai de mult de cercetările seismice. Prin primele, tensiunile pătrund și se propagă mai ușor și mai omogen. Mediile plastice nu le pot însă transmite decît cu greutate și de multe ori reține o parte din eforturi și le acumulează. Rocile rigide sînt elastice și deci „permeabile" față de eforturile tectonice. Se poate spune că rocile elastice sînt competente de a transmite tensiunile, pe cînd rocile plastice sînt incompetente.

În funcție de separarea sau, dimpotrivă, de asocierea rocilor plastice și a celor elastice se individualizează, pe de o parte, serii constituite aproape numai din roci incompetente (gipsuri, sare, cărbuni, marne, argile) sau numai din roci competente (conglomerate, gresii, calcare etc.) și, pe de altă parte, serii constituite dintr-o alternanță de roci incompetente și competente. Vom examina pe rînd comportarea celor două feluri de complexe.

COMPORTAREA COMPLEXELOR DE ROCI LA EFORTURI

Pentru simplificare, vom considera numai cazul a două complexe, dintre care unul constituit aproape exclusiv din roci plastice și celălalt aproape exclusiv din roci elastice. Cele două complexe pot avea diferite poziții în spațiu, unul față de celălalt. În cazul de față, cele mai importante sînt acelea în care complexele sînt suprapuse sau sînt juxtapuse (unul mai „intern" și altul mai „extern").

În prima situație, deși supuse aceleiași forțe [1]) și acelorași eforturi, complexele se vor deforma în mod diferit : cel plastic va fi afectat aproape numai de dislocații plicative, pe cînd cel rigid va fi supus în special unor dislocații disjunctive. Rezultatul se traduce printr-o disarmonie de cutare.

Dacă cele două complexe sînt juxtapuse („unul în spatele altuia"), eforturile se vor propaga în două medii cu proprietăți mecanice diferite,

[1]) Va fi luată în considerație numai forța ce acționează perpendicular pe direcția structurii într-un plan orizontal și se vor neglija forța verticală a presiunii litostatice și forța din planul orizontal, perpendiculară pe cea considerată și deci paralelă cu direcția structurii.

la început într-unul, apoi și în celălalt. În funcție de punctul de aplicație al forțelor, acestea vor traversa mai întîi ansamblul elastic, sau mai întîi ansamblul plastic.

a) Dacă eforturile vor atinge întîi complexul de roci elastice, ele se vor propaga liber prin acesta cu o anumită viteză și intensitate. Volumul de roci elastice va fi comprimat. Ajunse la limita cu complexul plastic, forțele tangențiale ajung de fapt la o limită de discontinuitate a proprietăților mecanice ale rocilor. Propagarea în rocile plastice ale complexului alăturat se va face cu o viteză și cu o intensitate mai reduse. Din cauza scăderii vitezei de propagare, va avea loc la limita dintre cele două complexe, o „întîrziere" a transmiterii forțelor și o acumulare, o concentrare a eforturilor care vor provoca, conform legilor mecanice, nașterea unui plan de ruptură înclinat de la interior către exterior cu 45°. Se va produce așadar o falie cu încălecare spre exterior, în sensul propagării eforturilor.

Avînd în vedere, pe de o parte, calitățile de lubrefiant ale pachetelor de roci din ansamblul plastic și, pe de altă parte, comportarea ca un bloc unitar, rigid a celui elastic, este evident că acesta din urmă va aluneca și va înainta peste complexul plastic.

b) Dacă forțele de compresiune vor atinge întîi complexul plastic, atunci acesta va absorbi eforturile tectonice, împiedecînd o bună parte a acestora să se propage dincolo de el, în stiva de roci elastice. Acumularea eforturilor în complexul plastic va contribui la creșterea energiei cinetice, și, ca urmare, el va putea „curge" peste complexul elastic situat la exterior. În acest caz nu se va produce un plan de forfecare, ci va avea loc deplasarea superficială a rocilor plastice peste cele rigide.

În sfîrșit, mai rămîne de examinat și comportarea la eforturi a asociațiilor litologice ce cuprind atît roci plastice, cît și roci elastice (cum ar fi cazul a numeroase complexe de fliș). Aici se întîmpină dificultăți în ceea ce privește determinarea felului de deformare care va fi selectat de astfel de asociații. În situația în care rocile plastice și cele rigide alternează, forma cutelor și deci stilul tectonic va depinde de predominarea unuia din cele două tipuri de roci. Astfel se poate constata că un complex sau o porțiune a unui complex în care alternează roci plastice și roci rigide se va comporta mai apropiat de modul de deformare a unui complex rigid dacă în el vor predomina gresiile și conglomeratele în strate groase. Stratele ce determină, prin litologia și implicit prin proprietățile lor mecanice, stilul cutelor ansamblului au fost denumite de V. V. Belousov strate conducătoare (3), (4).

Pentru concretizarea celor expuse, am considerat necesară o ilustrare cu unele exemple din Carpați.

CÎTEVA EXEMPLE

Este foarte probabil că la formarea anumitor limite de natură tectonică între diferitele unități structurale carpatice au contribuit în bună măsură și procesele descrise mai sus, mai ales acumularea efortu-

rilor de-a lungul unui plan de discontinuitate în proprietățile mecanice ale complexelor de roci ce vin în contact [1]).

Cercetătorii preocupați de problemele structurii Carpaților Orientali au desemnat cu diferite denumiri unitățile tectonice separate de ei și liniile de-a lungul cărora acestea vin în contact. Deosebirile de vederi asupra fondului problemei nu sînt în general prea mari și se referă mai mult la traseul și la valoarea liniilor tectonice, neinfirmînd însă lipsa lor și a unităților pe care le separă (1), (2), (9), (10).

1. *Relațiile dintre flișul cretacic inferior și flișul cretacic mediu din zona internă*

(linia Lutu-Roșu)

În general, linia Lutu-Roșu se plasează între depozitele incompetente ale cretacicului superior (ce se dispun peste seria curbicorticală albiană), pe de o parte, și depozitele mai competente ale flișului cretacic inferior (strate de Sinaia, fliș barremo-apțian), sau chiar foarte competente ale conglomeratelor de Bucegi — Zăganu—Ceahlău, pe de altă parte. Pe anumite porțiuni, depozitele aparținînd zonei stratelor de Sinaia și a conglomeratelor de Bucegi vin în contact direct cu seria curbicorticală (seria de Teleajen) albiană. În primul caz, diferența de competență dintre conglomeratele de Bucegi și marnele cretacic superioare este importantă; în cel de-al doilea caz, deosebirea de competență este mai puțin evidentă.

Alura liniei care separă depozitele flișului eocretacic de depozitele medio- și neocretacice din regiunea cuprinsă între valea Prahovei și valea Buzăului (mai precis în regiunea izvoarelor Teleajenului și ale Buzăului) poate fi menționată ca un exemplu dintre cele mai concludente privind legătura dintre originea și amplitudinea unor linii tectonice și natura litologică a complexelor ce vin în contact.

Linia tectonică majoră din această regiune este reprezentată de limita încălecării depozitelor eocretacice și a conglomeratelor de Bucegi—Zăganu (albian) peste seria de Bobu (albian) și peste depozitele neocretacice din sinclinalul Pridvarea—Boncuța (16). Linia care se amorsează în împrejurimile pasului Bratocea suferă o puternică inflexiune spre sud, cu formarea unui semipetic de acoperire în regiunea Culmea Cămășii—Culmea Buzăianu.

Se pot observa următoarele:

a) amorsarea șariajului are loc acolo unde încep să se dezvolte conglomeratele de Bucegi—Zăganu;

b) avansarea cea mai puternică are loc acolo unde sinclinalul Pridvarea—Boncuța se lărgește brusc de la 1—2 km la 4—5 km;

c) spre sud-vest, o parte din ce în ce mai mare din volumul total al rocilor neocretacice din umplutura sinclinalului amintit este constituită

[1]) Unele din aceste linii tectonice le-am putut observa personal, cel puțin în anumite porțiuni. Interpretarea altora va fi făcută însă numai din lucrările și datele geologice cunoscute din literatură.

din gresii și șisturi gresoase, pe cînd în zona de avansare a pînzei și apoi spre nord, spre Vama-Buzăului, rocile neocretacice sînt reprezentate aproape exclusiv prin argile și marne.

Așadar, în extremitatea sud-vestică a sinclinalului Pridvarea—Boncuța eforturile s-au propagat cu o anumită viteză și intensitate de la nord-vest către sud-est (normale la axa structurilor), traversînd flișul barremian-apțian, apoi seria de Bobu, depozitele predominant-gresoase ale cretacicului superior din această parte a sinclinalului și seria de Teleajen. Datorită caracterului predominant detritic al tuturor complexelor, pragurile de plasticitate ale rocilor aveau valori destul de apropiate. Mai spre nord-est însă, eforturile ce se propagau au întîlnit conglomeratele de Bucegi—Zăganu, seria de Bobu și apoi depozitele neocretacice, de astă dată lipsite aproape complet de gresii și, prin urmare, cu un prag de plasticitate mult mai scăzut. Aici exista deci un contrast accentuat în proprietățile mecanice ale asociațiilor litologice. Devine clar că forțele ce au traversat mediile elastice ale gresiilor și conglomeratelor au ajuns la complexul plastic al cretacicului superior, unde a avut loc o „frînare" a undelor orogene, o concentrare a eforturilor de-a lungul unui plan. În consecință, pe acest plan s-a produs o ruptură care a permis masei unitare și masive a conglomeratelor de Bucegi—Zăganu să se deplaseze și să se suprapună, în cele din urmă, marnelor neocretacice.

Linia de contact anormal s-a plasat între unitatea de Zăganu (inclusiv stratele de Comarnic și flișul gresos cu siderite), pe de o parte, și flișurile albiene împreună cu depozitele neocretacice, pe de altă parte, întrucît între aceste două unități, luate în ansamblu, contrastul dintre proprietățile elastice ale rocilor este cel mai accentuat. Constituția litologică omogenă a conglomeratelor de Bucegi—Zăganu, ce formează o masă compactă, a contribuit la deplasarea lor ca un tot unitar. Flișurile barremian-apțianului din baza conglomeratelor, ca și seria micacee de la partea superioară a flișului de Bobu au servit probabil ca un lubrefiant suplimentar.

Așadar, pînza de Bratocea (16) se amorsează aproape simultan cu sinclinalul Pridvarea—Boncuța. Avansarea ei maximă are loc acolo unde dezvoltarea conglomeratelor de Bucegi—Zăganu este cea mai puternică și, în același timp, acolo unde sinclinalul se lărgește simțitor și este umplut cu depozite necompetente.

Între valea Prahovei și valea Bărbulețului, flișul eocretacic încalecă depozitele neocretacice care iau parte la constituirea flancului nordic al sinclinalului de Slănic [1]). Și această suprapunere anormală poate fi considerată ca un caz de comportare diferită la eforturi tangențiale a două complexe deosebite din punctul de vedere al proprietăților mecanice ale rocilor componente (complexul gresos al apțianului, pe de o parte, seria de Dumbrăvioara—Cotenești și complexul marnelor roșii, pe de altă parte).

---

[1]) G. Murgeanu, D. Patrulius, L. Contescu și D. Jipa, Rapoarte în Arh. Com. geol., 1958 și 1959.

2. *Relațiile dintre flișul cretacic intern și șisturile negre*

Amploarea încălecării, marcată de linia tectonică ce pune în contact cele două complexe cu competențe destul de puțin diferite, trebuie să fie în general redusă. Este probabil că seria curbicorticală are o competență mai mare, avînd în vedere și intercalațiile de gresii (gresiile de Cotumba) și de conglomerate (conglomeratele de Lețești) pe care le conține. Șisturile negre au un singur orizont mai competent, acela al gresiilor glauconitice. Incompetența complexului șisturilor negre este amplificată în unele cazuri de prezența argilelor și marnelor vărgate care urmează peste orizontul gresiilor glauconitice.

În regiunea Masivului Siriu, regiune cu situații tectonice extrem de complicate, punerea în evidență a liniei ce separă seria de Teleajen de șisturile negre devine foarte dificilă și stingerea ei este probabilă. După părerea noastră acest fapt se datorește îndințării dintre faciesul seriei de Teleajen și cel al șisturilor negre (2), (16). Șisturile negre își pierd, prin schimbare de facies, individualitatea și, din cauza uniformizării litologiei, linia se amortizează treptat și dispare. Așadar, o linie tectonică ce separă două zone cu depozite de faciesuri deosebite se urmărește pe multe zeci și chiar sute de kilometri, atît timp cît persistă și diferențele de facies (și deci de comportare mecanică a rocilor), dar poate dispărea rapid o dată ce ansamblul condițiilor care au generat-o nu mai subzistă.

Trebuie semnalat de altfel faptul că, începînd din regiunea Siriu spre sud-vest și apoi spre vest, faciesurile și stratigrafia depozitelor cretacice și paleogene se schimbă mult în raport cu acelea din Carpații Moldovei. Aceasta aduce după sine și modificări importante în amplasarea, traseul și amplitudinea liniilor tectonice existente în regiunea de curbură a Carpaților, față de acelea din regiunile mai nordice.

3. *Relațiile dintre șisturile negre și flișul paleogen*

Sîntem aici în fața unui caz special, deosebit complet de celelalte. Pînă acum situațiile examinate arătau un contact dintre o unitate mai internă competentă și elastică și o unitate mai externă necompetentă și plastică. Aici situația este inversată. Unitatea mai plastică a șisturilor negre se suprapune pe unitatea de Tarcău, mult mai elastică și mai competentă.

Am arătat însă că există posibilitatea ca eforturile tectonice să întîlnească în decursul propagării lor mai întîi un complex plastic. În acest caz, o bună parte a lor se va acumula, datorită „permeabilității" reduse a rocilor componente. Înmagazinarea unei energii suplimentare, împreună cu caracterele specifice rocilor ce îl compun, vor determina „curgerea" complexului incompetent peste asociațiile litologice situate la exterior.

De aceea în cazul liniei Audia, s-ar putea să nu mai avem de-a face cu o linie tectonică provenind prin forfecare și laminare, ci cu o linie reprezentînd limita de avansare prin curgere a șisturilor negre peste complexele gresiilor de Tarcău și Fusaru.

4. *Relaţiile dintre flişul paleogen din unitatea de Tarcău şi depozitele unităţii marginale*

Unitatea de Tarcău este nu numai cea mai puternică din cele cunoscute în Carpaţii Orientali, ci şi cea care a suferit deplasarea cea mai importantă. Autohtonul ei este constituit din flişul marginal sau submarginal şi din molasa miocenă.

Între depozitele terţiare din autohton, al căror prag de plasticitate este foarte scăzut din cauza prezenţei a numeroase roci incompetente (săruri de sodiu şi de potasiu) şi depozitele terţiare din pînză, cu un prag de plasticitate ridicat din cauza volumului însemnat de gresii pe care le conţin (gresii de Tarcău, de Fusaru etc.), contrastul de competenţă este important.

Aceste cauze „netectonice" s-au adăugat fără îndoială eforturilor provocate de împingere şi decolare. Masa importantă a depozitelor paleogenului a contribuit probabil şi ea la amplificarea distanţei de înaintare a unităţii de Tarcău : o dată pusă în mişcare, pînza s-a putut deplasa pe o distanţă mai mare datorită inerţiei ei apreciabile.

Subliniem că trebuie considerate contrastele de densitate şi de elasticitate luate în ansamblu pentru cele două unităţi. Aceasta întrucît există depozite incompetente şi în pînză şi pentru că şi autohtonul cuprinde complexe competente (conglomerate cu elemente verzi). Dar depozitele plastice ale autohtonului sînt mult mai groase şi au extindere mult mai mare şi aceasta explică în bună măsură avansarea unităţii de Tarcău.

5. *Relaţiile dintre şisturile cristaline şi depozitele paleozoice de pe flancul de vest al zonei Reşiţa—Moldova-Nouă (Banat)*

Situaţiilor din Carpaţii Orientali menţionate pînă acum, li s-ar putea adăuga încă una, de astă dată din Banat. Şisturile cristaline care se găsesc situate la vest de zona Reşiţa—Moldova-Nouă constau din diferite tipuri de roci epizonale. Depozitele paleozoice, aparţinînd carboniferului superior şi permianului, sînt constituite atît din roci competente (conglomerate şi gresii, adesea în bancuri groase), cît şi din roci incompetente (şisturi argilo-marnoase şi cărbuni [1])). În general, limita cristalin/paleozoic este reprezentată printr-o dislocaţie a cărei amplitudine variază de la o simplă încălecare pînă la un veritabil şariaj al cristalinului (6), (17).

Or, se poate constata că în porţiunile unde sînt concentraţi cărbunii împreună cu depozitele şistoase din culcuş şi acoperiş, amploarea încălecării este mult mai mare, cristalinul fiind adesea placat cu o înclinare destul de redusă peste paleozoic, în timp ce depozitele acestuia din urmă

[1]) Menţionăm că depozitele cărbunoase sînt, împreună cu sărurile de Na, K şi Mg, anhidritul şi gipsul, cele mai plastice depozite cunoscute.

apar în semiferestre (Lupac). În același timp, depozitele paleozoice sînt intens cutate. În schimb, acolo unde șisturile cristaline vin în contact cu roci competente ale paleozoicului, limita este aproape rectilinie, fiind marcată de o falie cu încălecare, înclinată la 60—80° (Mîniom).

După toate probabilitățile, ecranarea eforturilor de către depozitele cărbunoase incompetente a produs o acumulare de forțe în zona lor de răspîndire, ceea ce a dus la tectonizarea lor profundă și la înaintarea cristalinului pe substratul plastic (7).

Nu este exclus ca încălecarea gnaisului de Holbav peste depozitele liasice cu cărbuni de la Vulcan—Codlea să se datorească, în parte cel puțin, acelorași cauze.

CONCLUZII

Plecînd de la premisa că în multe cazuri unitățile de facies sînt și unități tectonice tocmai datorită diferențelor de facies dintre ele, am încercat să explicăm mai în amănunt acest proces.

S-a constatat astfel că în suprapunerea anormală a zonelor cu faciesuri deosebite (fie sincrone, fie heterocrone) un rol important îl joacă și comportarea diferită la eforturi a rocilor și a asociațiilor lor. „Permeabilitatea" lor în transmiterea tensiunilor, care se traduce prin gradul diferit de competență, determină în bună parte localizarea liniilor tectonice. Dacă mișcările tangențiale (indiferent de cauza care le provoacă) pot fi asimilate cu niște generatori de eforturi, atunci suprafețele de discontinuitate litologică pot fi comparate cu niște transformatori ai acestora. Astfel de suprafețe contribuie în mare măsură la reorientarea și transmiterea forțelor, sau la frînarea și captarea lor. Așadar, caracterele litologice pot schimba parametrii inițiali ai mișcărilor tangențiale, îi amplifică sau îi reduc, îi concentrează sau îi distribuie omogen și prin aceasta modifică nu numai cantitativ, ci și calitativ efectul eforturilor asupra diferitelor roci și ansambluri litologice.

Amplitudinea deplasării depinde de volumul de roci competente și necompetente din cele două unități care se iau în considerație, adică de contrastul de competență dintre ele.

Este deci posibil ca amploarea accidentelor tectonice să fie controlată nu numai de intensitatea forțelor orogenice, ci și de natura complexelor întîlnite în timpul propagării lor. Poate că de aceea „fazele orogenice" din timpul neogenului par a fi atît de importante în Carpații Orientali (contrastul dintre competența depozitelor paleogene în ansamblu și incompetența depozitelor mio-pliocene).

În acel timp, după cutarea și ridicarea edificiului carpatic, a avut loc alunecarea spre avanfosă a diferitelor ansambluri de fliș. Este posibil ca generarea eforturilor să se datoreze nu atît compresiunilor produse de forțe tectonice (active în perioada paroxismală din timpul oligocenului), cît mai ales decolării pe un glacis favorabil a stivelor de roci, ca urmare a decompresiunii, a relaxării postparoxismale din timpul neogenului.

Dificultăţile şi uneori chiar imposibilitatea racordării şi prelungirii unor linii de contact anormal o dată cu modificarea faciesurilor separate de ele constituie un argument în sprijinul legăturii strînse dintre alcătuirea litologică a diferitelor complexe de roci şi raporturîle lor tectonice.

Din cele de mai sus rezultă că deşi amplitudinea încălecărilor şi şariajelor poate atinge valori importante, totuşi dispunerea spaţială de astăzi a unităţilor tectonice din Carpaţii Orientali nu diferă esenţial de aceea iniţială, întrucît se poate constata că depozitele competente ale unei unităţi vin foarte adesea în contact cu depozite necompetente ale unităţii imediat externe ei.

Nu este cazul să intrăm în detaliile ipotezelor privind relaţiile dintre zonele structural-paleogeografice şi unităţile tectonice, ipoteze care stau la baza celor două curente, „cilindrist" şi „festonist". Deşi au contribuit, fiecare în parte, la clarificarea multor probleme, ele sînt totuşi prea exclusiviste şi generalizatoare. Astfel este probabil că mecanismul formării pînzelor ce antrenează fundamentul să nu fie acelaşi cu mecanismul ce determină formarea pînzelor de cuvertură. Or, se pare că natura rocilor intervine mai ales în cazul ultim. Localizarea planelor de încălecare şi alunecare de-a lungul complexelor incompetente este admisă de majoritatea geologilor alpini (11), (15). Un exemplu clasic de „pilotaj tectonic" al unor unităţi stratigrafice (19) este acela al nivelelor anhidritice ale triasicului. S-a putut constata chiar că „o schimbare a faciesului ce afectează direct competenţa rocilor (înlocuirea anhidritului prin dolomit, scăderea procentului de şisturi şi creşterea procentului de calcare) influenţează puternic structura pînzelor" (20). Cazurile de situare a planelor de încălecare în raport cu un anumit facies fiind mult mai frecvente în pînzele de cuvertură, este normal ca şi paralelismul acestora cu zonele paleogeografice să fie şi el mai des întîlnit (în raport cu pînzele de fundament). În acest mod, punctul de vedere „cilindrist" pare a se aplica mai ales la pînzele de cuvertură.

Desigur că diferenţa de competenţă dintre cele două complexe litologice juxtapuse care se iau în consideraţie nu explică decît existenţa unor anumite linii tectonice. Ea nu reprezintă decît una din marea varietate de cauze care au determinat generarea unor raporturi anormale între două volume de roci. Este chiar probabil că diferenţa de competenţă nu poate explica exclusiv, numai prin ea însăşi, formarea liniilor tectonice. Totuşi comportarea mecanică diferită a ansamblurilor litologice ce vin în contact influenţează fără îndoială în bună măsură mecanismul intim de manifestare a eforturilor tangenţiale şi îl orientează spre generarea unor anumite efecte. Cu alte cuvinte, diferenţele de competenţă „polarizează" eforturile provocate de mişcări.

Relaţiile dintre facies şi tectonică necesită existenţa a doi factori : unul „extern", o forţă care se aplică unui obiect şi unul „intern", obiectul şi proprietăţile lui fizice. Am încercat întîi să ne concentrăm atenţia asupra „obiectului" (roci şi complexe de roci) şi să-i „exploatăm" proprietăţile, calităţile sale naturale. Apoi am luat în consideraţie forţele (tensiunile care se propagă de la interior spre exterior, normale la axa structurilor).

În sfîrşit, am cercetat modul de acţionare al forţei şi acela în care reacţionează „obiectul". Acest fel de a aborda problema a fost adoptat încă de mult în alte domenii de cercetare, de pildă în studiul diferitelor materiale de construcţii, unde, la început, s-a studiat rezistenţa materialelor (proprietăţile mecanice ale acestora şi forţele care iau naştere în interiorul lor) şi apoi li s-a studiat comportarea la acţiunea unor forţe exterioare.

Interpretările de mai sus nu cad însă în „autogeneză", întrucît forţele exterioare sînt active şi au un rol hotărîtor în producerea fenomenelor asupra cărora am ţinut să atragem atenţia.

ФАЦИИ И ТЕКТОНИКА

РЕЗЮМЕ

Отличая частный параллелизм между структурно-палеографическими зонами (индивидуализированными своими фациями) и тектоническими единицами текторогена, автор придерживается мнения, что во многих случаях характер пород сильно влияет на способ распространения и действия тектонических напряжений.

Исходя из предпосылки, что минералы и породы обладают определенным порогом пластичности, автор отмечает и затем систематизирует поведение под напряжением как отдельных типов пород, так и их различных ассоциаций.

Учитывая принципы *механического минимального действия* и *симилитуды*, автор анализирует деформацию пород и литологических комплексов, имеющих различные пороги пластичности, под влиянием тектонических напряжений. Степень компетентности T (твердости) пород, зависящая от их механических свойств, может изменить первоначальные параметры тангенциальных сил, изменяя этим не только количественно, но и качественно эфект напряжений на определенные литологические комплексы.

Учитывая явления, происходящие на границе двух литологических комплексов различных компетенций, подверженных действию тангенциальных сил, автор приходит к заключению, что вариация интенсивности и скорости распространения напряжения в зоне изменения механических свойств пород обусловливает образование вдоль этой границы тектонических нарушений определенного характера и значительности.

Автор, иллюстрирует вышесказанное, описывает существующие отношения между несколькими структурными и тектоническими единицами Восточных Карпат. Автор придерживается мнения, что различие в компетенции литологических ассоциаций, составляющих эти единицы, отчасти объясняет расположение, значение и простирание тектонических линий, разделяющих эти единицы.

FACIÈS ET TECTONIQUE

RÉSUMÉ

Ayant constaté un parallélisme fréquent entre les zones structurales paléogéographiques (individualisées par leurs faciès) et les unités tectoniques d'un tectorogène, l'auteur s'est rallié à l'opinion selon laquelle la nature des roches exerce souvent une grande influence sur le mode de propagation et d'action des efforts tectoniques.

En admettant que les minéraux et les roches possèdent chacun un seuil de plasticité ayant une valeur déterminée, il mentionne et ensuite systématise les comportements aux efforts aussi bien des types isolés de roches, que de leurs diverses associations.

Il analyse ensuite, en tenant compte des principes du travail minimum et de la similitude, la manière dont les efforts tectoniques déforment les roches et les complexes lithologiques ayant divers seuils de plasticité. Le degré de compétence des roches, dépendant de leurs propriétés mécaniques, peut modifier les paramètres initiaux des forces tangentielles, ce qui entraîne des changements aussi bien quantitatifs que qualitatifs dans l'effet des efforts sur les complexes lithologiques.

En prenant en considération les phénomènes ayant lieu à la limite entre deux ensembles lithologiques, à compétences bien différentes, soumis à l'action des forces tangentielles, on arrive à la conclusion que la modification de l'intensité et de la vitesse de propagation des efforts, au niveau de ce plan de discontinuité des propriétés mécaniques des roches, doit nécessairement déterminer l'apparition, le long de cette limite, d'accidents tectoniques ayant une certaine nature et une certaine ampleur.

Afin d'illustrer ces données, l'auteur décrit les rapports existant entre quelques unités structurales et tectoniques des Carpates Orientales. Il est d'avis que la différence de compétence entre les associations lithologiques prenant part à la constitution des unités structurales explique, en partie, l'emplacement, la valeur et le tracé des lignes tectoniques qui les séparent.

BIBLIOGRAFIE

1. BĂNCILĂ I., *L'évolution des idées sur la tectonique des Carpates Orientales*, C. R. Séances Inst. Géol. Roum., 1944, **XXVII** (1938–1939).
2. — *Geologia Carpaţilor Orientali*, Ed. ştiinţifică, Bucureşti, 1958.
3. БЕЛОУСОВ В. В., *Основные вопросы механизма складкообразования*, БМОИП, 1947, *3*.
4. — *О происхождении складчатости*, Советская Геология, 1947, *16*.
5. — *Общая геотектоника*, Геол. издат., Москва, 1948.
6. CODARCEA AL., *Studiul geologic şi petrografic al regiunii Ocna-de-Fier—Bocşa Montană*, An. Inst. Geol. Rom., 1931, **XV**.
7. CONTESCU L., *Contribuţii la studiul litotopilor paleozoicului superior din împrejurimile Reşiţei (Banatul central)*, Stud. şi cercet. geol., 1961, **VI**, *2*.
8. ДАНИЛОВИЧ В. Н., *Некоторые вопросы, связанные с проблемой складчатости напластований*, Докл. Акад. Наук СССР, 1949, **68**, *3*.

9. FILIPESCU M. G., *Vederi noi asupra tectonicii flişului Carpaţilor Orientali*, Rev. Univ. Buc. şi a Politehn., 1955, *6—7*.
10. FILIPESCU M. G. şi ILIESCU G., *Date noi privitoare la stratigrafia regiunii valea Buzăului şi Rîul Negru şi importanţa acestor date pentru descifrarea structurii Carpaţilor Orientali*, Stud. şi cercet. geol., 1958, **III**, *1—2*.
11. GIDON P., *Essai sur l'orogénie alpine en France*, B.S.G.F., seria a 6-a, 1938, **VIII**, *2*.
12. GIGNOUX M., *La tectonique d'écoulement par gravité et la structure des Alpes*, B.S.G.F., seria a 5-a, 1948, **XVIII**.
13. GOGUEL J., *Introduction à l'étude mécanique des déformations de l'écorce terrestre*, Mem. Cart. Géol. France, 1943.
14. — *Traité de tectonique*, Masson et Cie., Paris, 1952.
15. LEMOINE P., *Le décollement de la couverture briançonnaise et ses conséquences*, C. R. Acad. Sci. Paris, 1952, 234.
16. POPESCU GR., *Contribuţii la stratigrafia flişului cretacic dintre valea Prahovei şi valea Buzăului, cu privire specială asupra văii Teleajenului*, Bul. ştiinţ. Acad. R.P.R., Secţiunea de biologie, ştiinţe agricole, geologie şi geografie, 1954, **VII**, *2*.
17. RĂILEANU GR. şi NĂSTĂSEANU S., *Contribuţii la orizontarea Paleozoicului superior din regiunea Ciudanoviţa — Lupac (Banat)*, Anal. Univ. Buc., seria şt. nat., 1958, *18*.
18. SITTER L. U. de, *Structural Geology*, Mc. Graw-Hill, New York, Londra, 1956.
19. TRÜMPY R., *Quelques problèmes de paléogéographie alpine*, B.S.G.F., seria a 6-a, 1957, **VII**, *4—5*.
20. — *Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps*, Geol. Soc. Amer. Bull., 1960, **71**, *6*.

CHIMISMUL, DISTRIBUȚIA ȘI ROLUL ECONOMIC AL ROCILOR CARBONATICE CRETACICE DIN DOBROGEA

I. PROFILUL GEOCHIMIC AL ROCILOR CRETACICE DE LA CERNAVODĂ

DE

ACADEMICIAN M. SAVUL, A. MOVILEANU, M. DONOS și I. DONOS

Comunicare prezentată în ședința din 13 noiembrie 1962

CONSIDERAȚII GENERALE

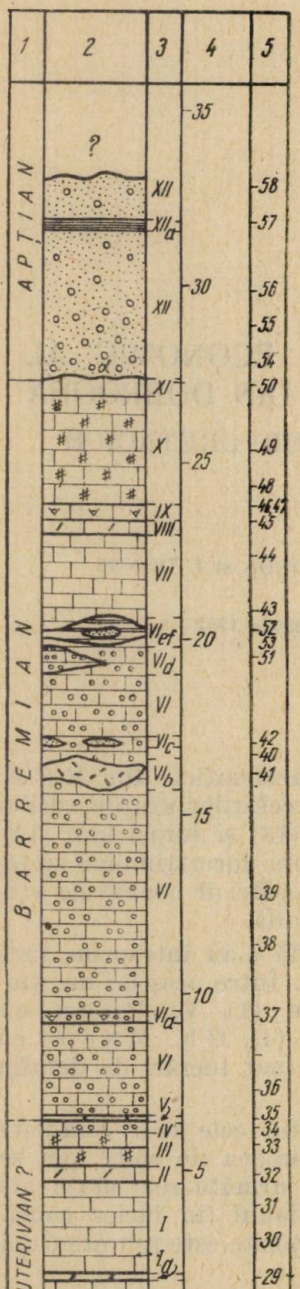
În cadrul studiului chimismului rocilor carbonatice din R.P.R. în lucrări anterioare s-au prezentat rezultatele cercetărilor asupra rocilor carbonatice din Dobrogea, aparținînd triasicului (13) și jurasicului (14). În continuare, autorii au întreprins cercetări asupra formațiunilor cretacice din Dobrogea. Primul obiectiv al acestor cercetări îl constituie studiul depozitelor cretacice inferioare de la Cernavodă.

Asupra depozitelor cretacice de la Cernavodă s-au întreprins încă de mult timp cercetări de către mai mulți geologi. Între aceștia, menționăm pe: K. Peters (10), V. Anastasiu (1), V. Paquier (8), I. Simionescu (16), Gh. Macovei (4), Gh. Macovei și I. Atanasiu (5). În ultimii ani, s-au efectuat lucrări de detaliu de către M. Chiriac[1]) (2).

Malul Dunării, la Cernavodă, oferă unul din cele mai complete profile geologice ale cretacicului inferior din Dobrogea de sud. Aici se găsesc deschideri bune, în care s-au interceptat următoarele etaje ale cretacicului: hauterivianul (?), barremianul, apțianul (în facies continental lacustru). Coloana stratigrafică a acestor depozite este reprezentată în figura 1.

---

[1]) M. Chiriac, *Rapoarte geologice de cartare și prospecțiune în Dobrogea de sud între anii 1953—1958*, Arh. Com. geol., 1953—1958.



Hauterivianul (?). Depozitele considerate în literatură ca aparţinînd hauterivianului apar în profil cu partea lor medie şi cea superioară. Recent, geologul M. Chiriac a emis părerea că aceste depozite au o vîrstă valanginiană; ele ar suporta uşor transgresiv calcarele barremiene [1]).

Formaţiunile hauteriviene sînt constituite din calcare marnoase, gălbui, uşor noduloase, cu resturi de organisme nedeterminabile, cu nivele interstratificate de marne şi marne argiloase. La partea superioară a acestui complex, se dezvoltă calcare marnoase.

Barremianul. Etajul cel mai bine dezvoltat, el are un facies predominant calcaros. Gh. Macovei şi I. Atanasiu (5) au arătat existenţa faciesului urgonian. Între bancurile de calcare, apar adesea lentile mici şi neregulate de nisipuri şi blocuri din recifi. La partea superioară a barremianului, depozitele calcaroase prezintă un relief de eroziune; fundul excavaţiilor este acoperit cu terra rossa.

Apţianul. Se dispune transgresiv şi discordant peste relieful de eroziune al barremianului, fiind la rîndul său acoperit de cuvertura de loess. Apţianul se dezvoltă în facies continental lacustru. Depozitele sînt constituite din nisipuri şi pietrişuri cu intercalaţii de argile nisipoase. Alte formaţiuni mai noi se dezvoltă numai spre sud şi sud-vest de Cernavodă.

Depozitele cretacice din Dobrogea de sud s-au depus într-o mare epicontinentală care îşi avea ţărmul nordic cu cîţiva km mai la nord de actuala vale Carasu. Această mare se

Fig. 1. — Coloana stratigrafică a depozitelor cretacice inferioare de la Cernavodă.

1, Vîrsta; *2*, constituţia litologică; *3*, numărul orizontului; *4*, grosimea (m); *5*, numărul eşantionului.

I, Calcar cu aspect nodulos; I_a, marnă calcaroasă; *II*, calcar marnos; *III*, calcar cretos; *IV*, calcar oolitic; *V*, calcar dur; *VI*, calcar oolitic; VI_a, calcar feruginos; VI_b, calcar recifogen; VI_c, lentile de nisip; VI_d, calcar organogen-fragmentar; VI_e, argilă; VI_f, lentilă de nisip; *VII*, calcar recifal cu *Natica*; *VIII*, calcar marnos; *IX*, calcar feruginos; *X*, calcar cretos; *XI*, calcar dur; *XII*, nisip şi pietriş; XII_a, argilă cu nisip şi pietriş; *d*, discordanţă.

[1]) Comunicare verbală.

întindea și în Platforma Prebalcanică, în Platforma Moesică, acoperea geosinclinalul carpatic făcînd astfel legătura cu marea din vestul Europei (6).

La Cernavodă, ca și în întreaga Dobroge de sud, este evidențiat caracterul de platformă prin dispunerea orizontală a stratelor sau o ușoară deranjare de la poziția normală reprezentată printr-o slabă căderea monoclinală a stratelor spre sud-vest. Aceste slabe efecte tectonice se datoresc fazei preaustrice a ciclului orogenic alpin care, aici, a avut ecouri reduse, abia ondulînd depozitele cretatice inferioare (pînă la barremian inclusiv). În schimb, s-au produs o serie de mișcări pe verticală care au avut ca urmare transgresiuni și regresiuni succesive, variații de facies ce se constată fie în depozitele aceluiași etaj, fie între etaje succesive. Apariția actuală, în petice izolate, a depozitelor apțiene este consecința faptului că cea mai mare parte a lor a fost îndepărtată prin eroziune ulterioară.

CARACTERELE LITOLOGO-PETROGRAFICE ALE ROCILOR

Rocile componente ale profilului de la Cernavodă sînt : nisipuri și pietrișuri, argile, calcare și marne.

A. *Nisipurile și pietrișurile*

Depozitele de nisipuri și pietrișuri alcătuiesc etajul apțian, iar în mod sporadic apar și sub formă de rare lentile locale în pachetul de calcare barremiene (fig. 1). Compoziția granulometrică a nisipurilor și pietrișurilor și variația acesteia pe verticală (fig. 2) arată că există o trecere gradată de la pietrișuri cu elemente mari în bază la nisipuri cu rare elemente de pietriș în partea superioară (limitele claselor după V. Papiu (7)). Distribuția granulometrică în pachetul superior de nisip, așa după cum se vede din diagrama figurii 3, are un caracter aproape lognormal, datorită unei bune sortări a materialului în zona de sedimentare litorală a mediului marin (11).

Diagrama ternară după triunghiul Ferré arată caracterul unei treceri de la depozite cu predominare de pietrișuri în baza apțianului, la depozite predominant nisipoase în partea sa superioară (12) (fig. 4).

Nisipurile și pietrișurile apțiene au masa lor principală constituită din cuarț. Rularea elementelor de cuarț este variabilă. Granulele mai bine rulate prezintă uneori urme de zgîriere pe suprafața lor, evidențiind existența unui aport de material eolian. Alături de cuarț, se găsesc rareori particule de silice amorfă și galeți de accidente silicioase. În compoziția nisipurilor apțiene, se mai găsesc rare granule de feldspați plagioclazi, iar în baza complexului granule de granați și carbonați. În mod sporadic, apare hornblendă comună, turmalină, rutil. Pelicule fine de limonit acoperă suprafața granulelor de cuarț.

În cuprinsul calcarelor barremiene, au fost întîlnite lentile de nisip, reduse ca extindere (eș. 42), una din ele (eș. 53) fiind cuprinsă într-un

material argilos. Din punct de vedere granulometric distribuția este aproape de cea lognormală (fig. 5 și 6). În proiecția triunghiulară, se vede că aceste roci se plasează în colțul „nisip", dar că eșantionul 42

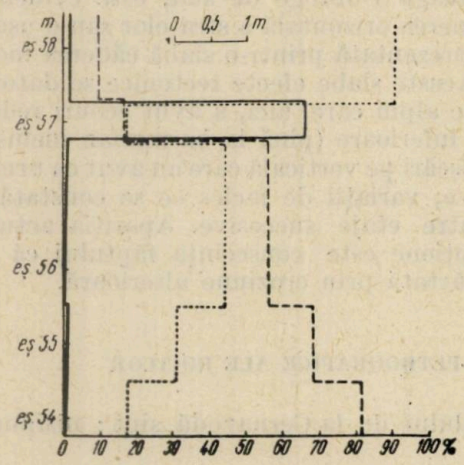


Fig. 2. — Variația compoziției granulometrice a nisipurilor apțiene, pe verticală.
Linie întreruptă = pietriș ; linie punctată = nisip ; linie continuă = fracțiune aleurito-pelitică.

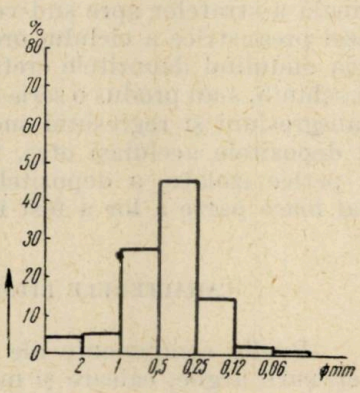


Fig. 3. — Histograma compoziției granulometrice pentru eșantionul 58 (nisip apțian).

conține ceva mai mult material argilos decît celelalte nisipuri. Acestea sînt nisipuri medii sau fine, cu proporții foarte reduse de pietriș și cu suficient de mult material aleuritic și pelitic. Prezența acestor mici lentile

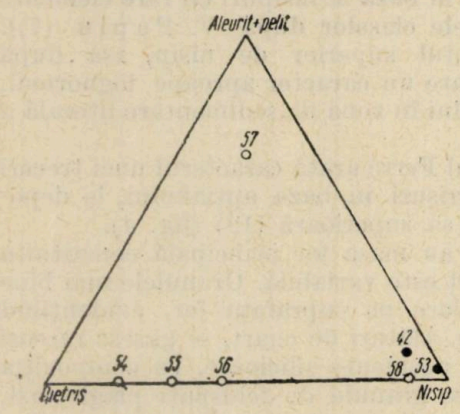


Fig. 4. — Diagrama ternară a compoziției granulometrice a nisipurilor barremiene și apțiene de la Cernavodă.
Cerc plin = barremian ; cerc gol = apțian.

nisipoase în depozitele calcaroase barremiene poate fi datorită unor torenți temporari ce aduceau material detritic din domeniul continental și-l depuneau la oarecare distanță de țărm, în zona de formare a calcarelor recifale. În nisipurile barremiene, cuarțul este componentul dominant.

Spre deosebire de cuarțul din depozitele apțiene este mai frecventă varietatea transparentă. Se mai întîlnesc fragmente de hornblendă bazaltică și puțină pirită inclusă în granulele de cuarț, adesea transformată prin alterație. Aceste nisipuri conțin circa 4,50% material aleurito-pelitic,

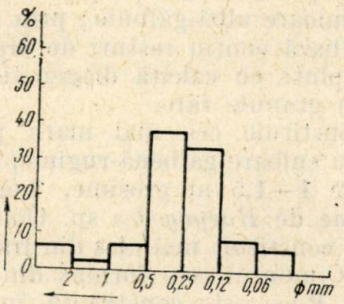


Fig. 5. — Histograma distribuției granulometrice pentru eșantionul 42 (nisip barremian).

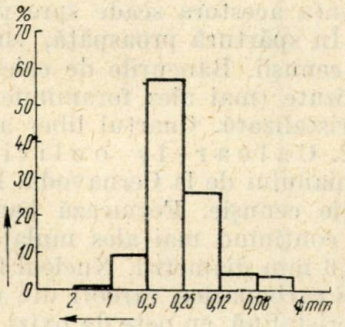


Fig. 6. — Histograma distribuției granulometrice pentru eșantionul 53 (nisip barremian).

deci mai mult decît cele apțiene, care au maximum 1%. Fenomenele de diageneză lipsesc în general, în afară de unele limonitizări ale nisipurilor.

B. *Argilele*

În depozitele apțiene, s-a întîlnit o intercalație argiloasă de culoare verde închis, cu rare zone colorate în roșcat sau violaceu. Intercalația conține rare elemente de pietriș, iar pe alocuri este nisipoasă. Compoziția granulometrică a acesteia (eș. 57), reprezentată în proiecția triunghiulară, scoate în evidență faptul că roca se plasează înspre colțul „aleurit + pelit". Fragmentele de pietriș sînt constituite din cuarțite albe, roz, roșii pînă la violaceu, slab rulate, silexuri și excepțional calcar. În fracțiunile mai fine, predomină cuarțul transparent, în granule rulate sau colțuroase. Excepțional s-au întîlnit hornblendă verde și rutil. Fracțiunea pelitică fină a fost cercetată și prin alte metode (18) care au dus la concluzia că există o predominare a caolinitului. Lentila de material argilos din barremian este în cea mai mare parte constituită din beidellit.

C. *Marnele*

În cuprinsul calcarelor hauteriviene, s-a întîlnit un singur orizont cu aspect marnos, avînd numai 4—5 cm grosime (eș. 29). Roca, de culoare albă-gălbuie cu puncte și pete feruginoase, conține resturi de foraminifere, gasteropode, ostracode, entroce de crinoizi și probabil testuri de briozoare. Aproape toate resturile de organisme sînt diagenizate. Masa rocii este constituită din calcită criptocristalină. Din punct de vedere chimic, roca se clasifică între calcarele argiloase (80,96% calcit).

D. *Calcarele*

Calcarele constituie rocile predominante în profilul de la Cernavodă. După caracterele lor litologice, se pot separa următoarele tipuri:

1. Calcarele cu aspect nodulos apar în baza profilului. Frecvența acestora scade spre părțile superioare ale complexului barremian. În spărtură proaspătă, sînt de culoare albă-gălbuie; prin alterare devin cenușii. Bancurile de calcar din bază conțin resturi de organisme diagenizate (mai ales foraminifere) umplute cu calcită diagenetică, mai larg cristalizată. Cuarțul liber apare în granule rare.

2. Calcarele oolitice constituie cea mai mare parte a barremianului de la Cernavodă. Ele au o culoare galbenă-ruginie, iar prin alterație cenușie. Formează bancuri de 1—1,5 m grosime, bogate în fosile, conținînd mai ales mulaje interne de *Harpagodes* sp. Oolitele au 0,2—0,6 mm diametru. Nucleul lor este constituit mai ales din fragmente de roci carbonatice, rareori din cuarț. Cimentul este format din calcită microcristalină, cu pete de oxizi de fier. Roca este constituită, în medie, din 80% oolite și 20% ciment. În general, calcarul oolitic este puțin dur; spre partea sa superioară devine mai dur. Uneori, se observă, în mod parțial, aspecte de diageneză.

3. Calcarele recifale apar deasupra calcarelor oolitice, pe o grosime de 3 m, formînd bancuri de 0,75—1,00 m grosime. Ele sînt de culoare galbenă-roz pînă la roșiatică, dure, cu spărtură așchioasă. Masa lor este constituită din calcită criptocristalină, care uneori, în apropierea unor resturi organice, apare mai larg cristalizată. Masa acestor calcare înglobează testuri de foraminifere și structuri care amintesc scheletul de corali.

Calcarele recifale s-au format într-o zonă puțin adîncă a mării epicontinentale barremiene, cu un conținut foarte redus de material detritic adus de pe uscat. Caracteristic pentru aceste calcare este frecvența mare a formelor de *Natica*, specie care imprimă caracterul de orizont reper al barremianului pentru Dobrogea de sud.

4. Calcarele cretoase de la partea superioară a barremianului sînt de culoare albă, cu pete galbene feruginoase și dendrite manganoase. Sînt puțin dure, friabile, în parte se desfac în plăci de 2—3 cm grosime. Au o structură organogenă tipică, cu mare abundență de testuri de foraminifere, mai puțin spiculi de spongieri, gasteropode de talie mică, rareori oolite sau granule de cuarț. Cimentul este constituit din calcită criptocristalină, uneori cu participare de limonit.

5. Calcarele marnoase apar foarte puțin dezvoltate în baza profilului (eș. 35) și la partea superioară (eș. 45). Primul nivel este de culoare albă-gălbuie, cu pete ruginii, puțin dur, nefosilifer. Al doilea este galben, cu pete albe și verzui, puțin dur, friabil, se segmentează în plăci de 5—10 cm grosime.

6. Calcarele dure s-au întîlnit în 3 orizonturi. Roca din primul orizont (eș. 35) are o culoare albă-gălbuie cu zone feruginoase. Este dură, cu crăpături umplute în mod secundar cu cristale de calcit. Sub microscop, prezintă o structură microcristalină. Resturile de fosile sînt substituite diagenetic prin calcită larg cristalizată.

Al doilea nivel apare sub forma unei intercalații de 0,50 m grosime în orizontul calcarelor recifale cu *Natica* (eș. 44). Roca are o culoare galbenă-roz pînă la roșiatică, spărtură așchioasă, este slab fosiliferă. Datorită durității, apare în evidență sub forma unei trepte de eroziune.

Roca din al treilea nivel (eș. 50) este de culoare ruginie, cu zone mai evident cristalizate.

7. Calcarele feruginoase apar sub formă de intercalații în calcarele de alte tipuri. Un astfel de nivel (eș. 37) este cuprins în orizontul oolitic din baza barremianului. Roca are aspectul unui calcar oolitic cu concentrări de oxizi de fier, formînd benzi de culoare roșie-violacee. Un alt nivel (eș. 47) este cuprins în orizontul calcarelor cretoase din partea superioară a barremianului. Și în acest caz, prezența fierului se evidențiază în benzi continue, de culoare ruginie.

8. Calcarele recifogene (7) apar în cuprinsul orizontului de calcar oolitic, spre partea sa superioară, sub formă de blocuri de culoare roșie (eș. 41) cu textura spongioasă, foarte bogate în coralieri și spongieri. Probabil că aceste blocuri au fost rupte de către valuri din recifi formați mai în apropierea țărmului mării barremiene și rostogolite pe pantă pînă la zona de formare a calcarelor oolitice.

9. Calcarele organogen-fragmentare (18) apar în partea superioară a orizontului oolitic sub forma unei lentile de calcar foarte friabil cu o ușoară stratificație încrucișată. Roca este constituită din fragmente de cochilii de lamelibranhiate, gasteropode, echinoderme și rare foraminifere, toate destul de bine sortate după dimensiuni. Cimentul este constituit din calcită cu structură grăunțoasă. Roca s-a format probabil prin acumulare de fragmente de resturi organice într-o zonă destul de apropiată de țărm.

CHIMISMUL ROCILOR CARBONATICE CRETACICE DE LA CERNAVODĂ

A. *Clasificarea chimică a rocilor carbonatice*

Studiul chimic al rocilor carbonatice s-a făcut pe baza analizelor a 23 de probe colectate din cuprinsul profilului de la Cernavodă, așa cum se indică în figura 1. Rezultatele analizelor chimice sînt trecute în tabelul nr. 1.

Ca și în lucrările anterioare asupra rocilor carbonatice din R.P.R., menținem clasificarea lor pe considerente chimice cantitative, după S. G. Vișneakov, cu reprezentare într-un triunghi de proiecție. Din această reprezentare grafică, se constată că rocile carbonatice aparținînd profilului cretacicului inferior de la Cernavodă sînt constituite numai din roci calcaroase, și anume, 60,87% aparținînd celulei 14 Vișneakov (a calcarelor pure), iar 39,13% celulei 11 (a calcarelor slab argiloase) (fig. 7). Lipsesc reprezentanți în cuprinsul celorlalte celule, corespunzători rocilor mai bogate în magneziu sau material rezidual insolubil.

Tabelul nr. 1

Rocile carbonatice cretacice de la Cernavodă

Nr. probelor	Vîrsta	CaO %	MgO %	Fe_2O_3 %	Insol. %	SiO_2 %	Al_2O_3 %	Clasificarea după S. C. Vișneakov				Denumirea litologică
								calcit %	dolomit %	Insol. + Fe_2O_3	Celula	
28	hv (?)	54,02	0,16	0,30	2,43	1,55	0,88	96,5	0,7	2,8	14	calcar cu aspect nodulos
29	hv (?)	44,98	0,22	1,70	15,05	10,83	4,22	81,8	1,0	17,2	11	marnă calcaroasă
30	hv (?)	54,80	0,16	0,10	1,40	0,94	0,46	97,8	0,7	1,5	14	calcar cu aspect nodulos
31	hv (?)	49,67	0,21	1,35	7,40	5,63	1,77	90,1	1,0	8,9	11	calcar cu aspect nodulos
32	hv (?)	44,26	0,22	1,15	16,45	11,45	5,00	80,9	1,0	18,1	11	calcar marnos
33	hv (?)	47,59	0,20	1,05	12,52	9,46	3,06	85,4	0,9	13,7	11	calcar cretos
34	hv (?)	49,67	0,25	1,80	9,04	6,39	2,65	88,0	1,2	10,8	11	calcar oolitic
35	br	54,54	0,16	0,10	1,52	0,80	0,72	97,7	0,7	1,6	14	calcar dur
36	br	53,67	0,15	1,25	2,28	1,30	0,98	95,8	0,7	3,5	14	calcar oolitic
37	br	54,28	0,13	1,25	1,50	0,85	0,65	96,6	0,6	2,8	14	calcar feruginos
38	br	54,28	0,17	0,75	2,19	1,36	0,83	96,3	0,8	2,9	14	calcar oolitic
39	br	54,02	0,17	0,50	2,20	1,30	0,90	96,5	0,8	2,7	14	calcar oolitic
40	br	54,45	0,17	0,30	2,06	1,55	0,51	96,8	0,8	2,4	14	calcar oolitic
41	br	54,19	0,30	0,30	2,53	1,39	1,14	95,8	1,3	2,9	14	calcar recifogen
43	br	53,93	0,18	0,50	2,52	1,65	0,87	96,2	0,8	3,0	14	calcar recifal cu *Natica*
44	br	52,80	0,20	0,50	2,63	1,62	1,01	95,9	0,9	3,2	14	*idem*
45	br	48,98	0,25	1,55	8,92	6,47	2,45	88,1	1,3	10,6	11	calcar marnos
46	br	50,89	0,15	0,75	7,19	5,04	2,15	91,3	0,7	8,0	11	calcar feruginos
47	br	48,46	0,17	1,80	8,84	6,64	2,20	88,3	0,8	10,9	11	calcar feruginos
48	br	52,63	0,18	0,95	4,49	3,19	1,30	93,7	0,8	5,5	11	calcar cretos
49	br	54,36	0,12	0,55	2,87	2,36	0,51	96,0	0,6	3,4	14	calcar cretos
50	br	53,84	0,22	1,60	2,45	1,76	0,69	95,0	1,0	4,0	14	calcar dur
51	br	54,71	0,30	1,80	1,29	0,80	0,49	95,6	1,3	3,1	14	calcar organogen fragmentar
52	br	1,05	0,35	5,00	84,36	65,64	18,72	1,1	1,8	97,1		argilă
57	ap	0,84	0,39	4,70	83,20	66,13	17,07	0,6	2,0	97,4		argilă cu nisip și pietriș

În prima parte a acestei lucrări, s-au dat și denumirile rocilor așa cum sînt ele apreciate pe teren, după caracterele lor litologice. În tabelul nr. 2, se dă repartizarea tipurilor litologice în comparație cu tipurile clasificației chimice cantitative.

Raportate la scara stratigrafică, rocile celor două celule sînt răspîndite așa cum se arată în tabelul nr. 3.

Pentru rocile barremiene se constată o mai mare frecvență a calcarelor pure, iar pentru cele hauteriviene a calcarelor slab argiloase. Din punctul de vedere al clasificării chimice nu se poate vorbi deci, în acest profil, de roci marnoase sau dolomitice.

Raporturile ponderate calculate în funcție de grosimea stratelor sînt date în tabelul nr. 4. Se constată o preponderență medie de 4,54 : 1

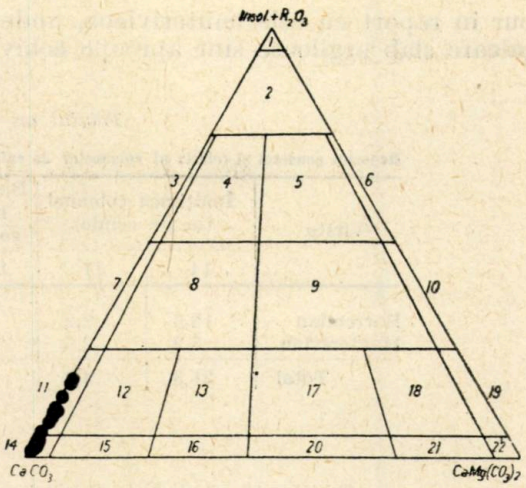


Fig. 7. — Reprezentarea rocilor carbonatice de la Cernavodă în triunghiul lui S. G. Vișneakov.

a calcarelor pure față de calcarele slab argiloase din care în mod parțial 1,23 : 1 pentru depozitele hauteriviene și 8,45 : 1 pentru cele barremiene. Deci depozitele barremiene se îmbogățesc în conținutul total de calcar

Tabelul nr. 2

Corelația între tipurile litologice și clasificarea Vișneakov

Caracterul litologo-petrografic al rocii	Celula 14	Celula 11
Calcare cu aspect nodulos	28, 30	31
Calcare oolitice	36, 38, 39, 40	34
Calcare recifale	43, 44	—
Calcare cretoase	49	33, 48
Calcare marnoase	—	—
(marnă calcaroasă)		29, 32, 45
Calcare dure, cristalizate	35, 50	—
Calcare feruginoase	37	46, 47
Calcare recifogene	41	—
Calcare organogen-fragmentare	51	—

Tabelul nr. 3

Răspîndirea rocilor celor două celule pe etaje stratigrafice

Vîrsta	Celulele		Nr. total de cazuri	
	14	11	14	11
Barremian	35, 36, 37, 38, 39, 40, 41, 51,	45, 46, 47, 48	12	4
Hauterivian	43, 44, 49, 50, 28, 30	29, 31, 32, 33, 34	2	5
			14	9

pur în raport cu cele hauteriviene, unde proporţiile de calcare pure şi calcare slab argiloase sînt aproape echivalente.

Tabelul nr. 4

Raportul ponderat şi relativ al coloanelor de calcare pure şi calcare slab argiloase

Vîrsta	Înălţimea coloanei (m pe celule)		Raportul între coloane	Raportul (m %)	
	14	11	14/11	14	11
Barremian	18,6	2,2	8,45	89,42	10,58
Hauterivian	3,2	2,6	1,23	55,17	44,83
Total	21,8	4,8	4,54	81,95	18,05

B. *Conţinutul de magneziu al rocilor calcaroase*

Conţinutul de magneziu al rocilor de la Cernavodă are un caracter clarkeic, de-abia ajunge la 0,30 MgO%, ceea ce corespunde la 1,3% dolomit. Totuşi, la un conţinut atît de mic se poate socoti că magneziul intră direct în compoziţia cristalului de calcit iar nu ca dolomit. Histograma din figura 8 arată distribuţia conţinutului de MgO, atît pentru toate rocile calcaroase la un loc, cît şi în mod separat pentru calcarele pure şi calcarele slab argiloase. Maximul de frecvenţă generală este 0,15—0,20 MgO%. Între calcarele pure, valorile cele mai ridicate, peste 0,2 MgO%, apar la calcarele recifogene (eş. 41), organogen-fragmentare (eş. 51) şi dure (eş. 50).

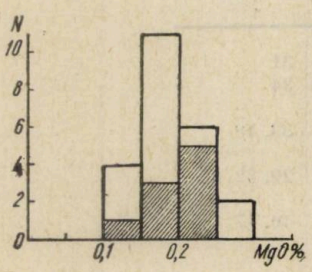


Fig. 8. — Conţinutul de MgO al rocilor calcaroase.
Cîmp alb = calcar pur; cîmp haşurat = calcar slab argilos.

C. *Conţinutul de SiO_2 al rocilor calcaroase*

Histograma din figura 9 arată distribuţia conţinutului de SiO_2 în rocile de la Cernavodă. Maximul de frecvenţă în cazul calcarelor pure este conţinutul de 1—2% SiO_2. Pentru calcarele slab argiloase, conţinutul maxim apare la calcarele cretoase (eş. 33), „marna calcaroasă" (eş. 29) şi „calcarul marnos" (eş. 32), toate aparţinînd părţii inferioare a profilului, în hauterivian (?).

Silicea poate apărea atît sub formă liberă, cît şi combinată în conţinutul argilos al rocilor şi mai puţin în alţi silicaţi detritici. Astfel, cuarţul liber apare în componenţa calcarelor cu aspect nodulos, cretoase, marnoase, dure, feruginoase.

În raport cu vîrsta rocilor, se recunoaşte că acelea din hauterivian (?) au limite mai largi de conţinut de SiO_2 decît cele din barremian, şi anume :

hauterivian $M_7 = 6{,}75\ SiO_2\%$
barremian $M_{16} = 2{,}58\ SiO_2\%$
Total $M_{23} = 3{,}80\ SiO_2\%$

D. *Conţinutul de Al_2O_3*

În histograma din figura 10 se vede că maximul de frecvenţă al conţinutului în calcarele pure este de 0,5—1,0 $Al_2O_3\%$, iar la calcarele

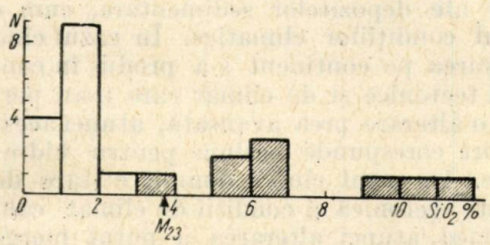


Fig. 9. — Distribuţia SiO_2 în rocile calcaroase. Cîmp alb = calcar pur; cîmp haşurat = calcar slab argilos.

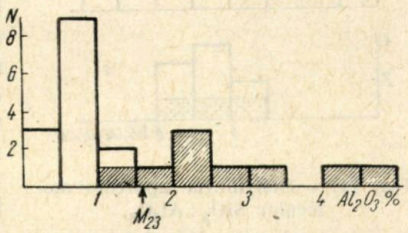


Fig. 10. — Distribuţia Al_2O_3 în rocile calcaroase. Cîmp alb = calcar pur; cîmp haşurat = calcar slab argilos.

slab argiloase de 2,0—2,5 $Al_2O_3\%$. Conţinuturile medii sînt : pentru primele $M_{14} = 0{,}76\ Al_2O_3\%$, iar pentru cele din urmă $M_{11} = 2{,}75\ Al_2O_3\%$, în total $M_{23} = 1{,}54\ Al_2O_3\%$.

E. *Distribuţia raportului $SiO_2 : Al_2O_3$*

Conţinutul de silice alături de cel de alumină şi lipsa de silicaţi detritici vizibili sub microscop indică un conţinut de minerale argiloase în constituţia rocilor calcaroase. Oarecare indicaţii de ordin chimic asupra naturii mineralelor argiloase se pot găsi uneori şi din raportul molecular al conţinutului de SiO_2 şi Al_2O_3.

În histograma din figura 11 este reprezentată distribuţia acestui raport în mod separat pentru calcare pure şi calcare slab argiloase. Pentru calcarele pure, curba de frecvenţă apare asimetrică, cu un maxim pentru valorile 2—3. Rezultă că la mineralul argilos component, raportul $SiO_2 : Al_2O_3$ este mai mic decît 3. Cum aripa stîngă a curbei este abruptă la valoarea 2 şi rocile au încă un oarecare conţinut de silice liberă, este probabil că raportul pentru mineralul argilos este corespunzător caolinitului (2 $SiO_2 : Al_2O_3$), eventual parţial chiar allophanului (1 $SiO_2 : 1\ Al_2O_3$). Amestecuri crescînde de conţinut de silice liberă sau chiar alt mineral

argilos cu un conţinut mai ridicat de SiO_2 ar corespunde celorlalte valori reprezentate în histogramă.

În cazul rocilor slab argiloase, frecvenţa apare pentru valori mai crescute. Prezenţa cuarţului vizibil la microscop în eşantioanele 31, 32, 45 constituie o indicaţie că în realitate mineralul argilos component are raporturi mai mici decît se arată pe histogramă. Totuşi rămîne încă posibilitatea existenţei şi a altor minerale argiloase cu raportul 3, 4, 5, corespunzătoare succesiv beidellitului, hidromicei şi montmorillonitului.

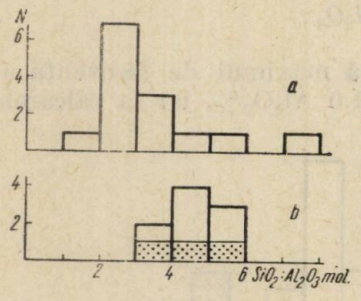


Fig. 11. — Distribuţia raportului molecular $SiO_2 : Al_2O_3$.
a, Calcar pur; *b*, calcar slab argilos; cîmp punctat = roci cu conţinut vizibil de cuarţ.

De puţin timp, A. B. Ronov şi A. A. Migdisov (17) au arătat relaţiile strînse ce există între indicele de aluminiu $Al_2O_3 : SiO_2$ şi condiţiile de depunere ale depozitelor sedimentare, cum e cazul condiţiilor climatice. În cazul cînd alterarea pe continent s-a produs în condiţii tectonice şi de climat care n-au permis o alterare prea avansată, atunci acest raport corespunde aceluia pentru hidromice. În cazul cînd a domnit o stare de linişte tectonică şi condiţii de climat cald şi umed, atunci alterarea a putut merge mult mai departe, cu creşterea conţinutului de Al_2O_3, adică cu formare de caolin şi chiar de bauxită.

Raporturile moleculare $SiO_2 : Al_2O_3$ mai mici decît 3 ce apar cu frecvenţa mai ridicată în calcarele pure de la Cernavodă sînt în acest caz o indicaţie a unor condiţii de relativă linişte tectonică şi de alteraţie mai profundă a teritoriului drenat, fapt dovedit şi prin lipsa materialelor grosiere în depozitele calcaroase.

În cazul calcarelor slab argiloase, raportul molecular creşte puţin, corespunzător beidellitului sau hidromicei. În cadrul concepţiei lui A. B. Ronov, aceasta ar putea fi legată şi de un oarecare aport crescut de material detritic de pe continent, cu o perioadă de alterare mai grăbită. Dacă condiţiile tectonice şi climatice n-au putut fi prea variate în timpul depunerilor dintr-un acelaşi etaj al cretacicului inferior, în schimb în afara modificării nivelului de bază, au putut interveni şi condiţii interne de depunere, cum sînt acelea de ordin fizico-chimic ale mediului marin. Astfel, la valori mai ridicate de pH s-au depus calcarele pure, pe cînd la altele mai scăzute depozite mai argiloase.

În cuprinsul stratelor barremiene, s-a menţionat că s-a găsit o intercalaţie fină lenticulară, lipsită de material detritic grosier. Sub microscop, se disting fragmente de cuarţ de ordinul 0,02—0,03 mm diametru (eş. 52). Această probă analizată dă următorul rezultat parţial: $SiO_2 = 65{,}64\%$; $Al_2O_3 = 18{,}72\%$; $Fe_2O_3 = 5{,}00\%$; $MgO = 0{,}35\%$; $CaO = 1{,}05\%$. La această rocă argiloasă raportul molecular este 5,91, ceea ce arată posibilitatea prezenţei şi a mineralelor argiloase cu un raport mai ridicat decît al caolinitului, cum este cazul montmorillonitului. Cum

este dovedit faptul că natura mineralelor argiloase poate depinde de valoarea pH a mediului, aici s-ar indica o variație a condițiilor interne, în care depunerea calcarului n-a fost posibilă.

O altă intercalație de natură argiloasă apare în cuprinsul depozitelor detritice apțiene (eș. 57). Porțiunea pelitică extrasă din această rocă supusă la analiză a dat următorul rezultat parțial: $SiO_2 = 66,13\%$; $Al_2O_3 = 17,07\%$; $Fe_2O_3 = 4,70\%$; $MgO = 0,39\%$; $CaO = 0,84\%$. Raportul molecular $SiO_2 : Al_2O_3 = 6,53$. Și în acest caz se vede că pentru argile apar raporturi cu mult mai mari, posibil datorită valorilor deosebite de pH, iar în cazul apțianului și unor condiții de alterație mai rapide.

F. *Conținutul de fier*

Variația conținutului de fier, exprimat în Fe_2O_3, dată în histograma din figura 12, arată că maximul de frecvență apare la conținuturi sub 0,5 $Fe_2O_3\%$ pentru calcare pure, iar pentru cele argiloase între 0,5 și 1,5 $Fe_2O_3\%$. Conținuturile medii sînt:

calcare pure	$M_{14} = 0,70\ Fe_2O_3\%$
calcare slab argiloase	$M_9 = 1,02\ Fe_2O_3\%$
Total	$M_{23} = 0,79\ Fe_2O_3\%$

Se recunoaște că în general apare o creștere a conținutului de fier o dată cu a părții insolubile din roci. În raport cu vîrsta, mediile sînt:

calcare hauteriviene $M_5 = 0,73\ Fe_2O_3\%$
calcare barremiene $M_{18} = 0,85\ Fe_2O_3\%$

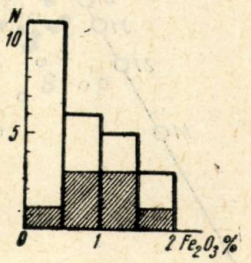


Fig. 12. — Distribuția Fe_2O_3 în rocile calcaroase.
Cîmp alb = calcar pur; cîmp haşurat = calcar slab argilos.

Se constată că la calcarele cu un conținut de fier aparent ridicat, nu apar totuși și proporțiile cele mai mari de fier. Astfel, la calcarele feruginoase, în afară de conținutul mai ridicat de fier exprimat în Fe_2O_3 (1,80%) pentru eșantionul 47, la celelalte probe apar valori mai mici, iar pentru eșantionul 46 conținutul este de numai 0,50 $Fe_2O_3\%$. Ca și în multe alte cazuri, culoarea roșiatică sau cărămizie și intensitatea ei nu apar numaidecît ca un criteriu al creșterii conținutului de fier, ci mai mult al conținutului de pigment sub formă de Fe_2O_3 liber (sau hidratat).

Unele tipuri de roci pot conține proporții variate de fier; astfel este cazul calcarelor cu aspect nodulos, al calcarelor oolitice etc. Conținuturi mai reduse apar la calcarele recifale sau recifogene. Culorile brune sau roșiatice datorite oxizilor de fier liber apar, cel puțin parțial, în mai toate tipurile de roci calcaroase, unele în mod uniform, altele în anumite zone ale masei rocii sau chiar punctiform ca în cazul calcarelor cretoase.

În general, conținutul de fier din depozitele cretacice de la Cernavodă are un caracter clarkeic, fără a se observa treceri spre faciesul minereic. Creşterea conținutului de fier observată la calcarele slab argiloase față de calcarele pure arată în general o origine continentală detritică a sa.

G. *Raporturile între conținuturile de Al_2O_3, Fe_2O_3 şi SiO_2*

Materialul insolubil în HCl reprezintă în cea mai mare parte componentele aduse în stare solidă de pe continent, în compoziția lui chimică intrînd în mod principal SiO_2, Al_2O_3 şi Fe_2O_3. În diagrama triunghiulară $SiO_2 : Al_2O_3 : Fe_2O_3$ din figura 13, care se referă la aceste părți componente ale calcarelor, se recunoaşte în primul rînd frecvența raportului $SiO_2 : Al_2O_3$, care este în legătură cu natura mineralelor argiloase prezente. Depărtarea punctelor de proiecție în raport cu latura $Al_2O_3 — SiO_2$ arată proporția relativă de Fe_2O_3 pentru fiecare caz aparte. Se recunoaşte în diagramă că proporțiile cele mai ridicate de Fe_2O_3 apar în cazul raportului $SiO_2 : Al_2O_3$ cuprins între 2 şi 3, iar că la raporturi mai mari proporția se reduce, cu excepția unui caz corespunzător raportului 4—5.

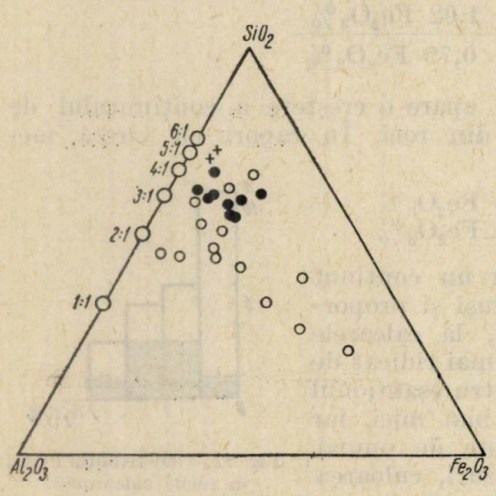


Fig. 13. — Diagrama ternară a raportului $SiO_2 : Al_2O_3 : Fe_2O_3$, cu reprezentarea raportului molecular $SiO_2 : Al_2O_3$. Cerc gol = calcar pur; cerc plin = calcar slab argilos; cruce = argilă.

Această distribuție dovedeşte că conținutul de fier al reziduului insolubil este legat mai mult de partea argiloasă, şi anume cel mai mult de aceea care corespunde unui amestec de substanță caolinitică cu ceva cuarț sau alt mineral detritic. În acelaşi timp, se evidențiază şi faptul că acolo unde alterația a fost mai înaintată pe continent, cu formare de caolinit, acolo, alături de acumularea de Al_2O_3 s-a produs şi aceea de Fe_2O_3. Pe de altă parte, tot din această diagramă, reiese şi variația raportului $SiO_2 : Fe_2O_3$ care în mod normal apare cuprins între $SiO_2 : Fe_2O_3$ aproximativ egal cu (75 : 25) — (90 : 10), adică 3 : 1—9 : 1, pe cînd pentru

calcarele cu raportul corespunzător caolinitului, $SiO_2 : Fe_2O_3$ devine aproximativ 30 : 70, deci favorabil fierului.

În cazul porțiunii pelitice extrasă din roca argiloasă intercalată în depozitele detritice apține (eș. 57), raportul $SiO_2 : Fe_2O_3$ este 66,13 : 4,70 = 14,20, deci cu mult mai puțin fier decît în rocile cu material argilos preponderent. Raportul $SiO_2 : Al_2O_3 : Fe_2O_3$ este 75,40 : 19,20 :5,40, ceea ce arată proporția mică de fier. Intercalația de rocă argiloasă din barremian (eș. 52) are raportul $SiO_2 : Al_2O_3 : Fe_2O_3$ = 73,50 : 20,90 : 5,60. Proiecția acestei probe cade în apropierea celei anterioare, indicînd aceleași concluzii.

H. *Variația chimismului rocilor calcaroase pe scara stratigrafică*

În figura 14 s-a reprodus în mod simplificat coloana stratigrafică, trecîndu-se succesiunea naturii litologo-petrografice și însemnîndu-se cu cifre romane fiecare nivel. Trecîndu-se grafic în dreptul coloanei natura chimică (calcar pur sau calcar slab argilos), se constată că se produce un salt brusc la trecerea de la eșantionul 34 la eșantionul 35, acolo unde se presupune o limită între hauterivian (?) și barremian. În cuprinsul depozitelor barremiene, apare o singură intercalație cu caracter de calcar slab argilos și o lentilă de rocă argiloasă (eș. 52).

Profilul geochimic al rocilor cretacice de la Cernavodă pune în evidență de asemenea limita între hauterivian (?) și barremian. Variația conținutului de SiO_2 arată o trecere bruscă de la hauterivian la barremian o dată cu trecerea de la eșantionul 34 la 35, apoi pentru tot barremianul urmează valori echivalente, cu excepția intercalației corespunzătoare eșantioanelor 45, 46 și 47 de calcare slab argiloase, deci în total o variație corespunzătoare aceleia dintre calcare pure și calcare slab argiloase.

Un profil asemănător apare și pentru variația conținutului de Al_2O_3.

Saltul se observă și în cazul variației conținutului de Fe_2O_3. În cazul acestui profil, apare o oarecare complicație prin creșterea conținutului de fier în partea bazală a barremianului, chiar la calcarele pure sub forma de calcare oolitice și calcare feruginoase, arătînd posibilitatea unui conținut de fier de o origine deosebită decît aceea normală detritică (de exemplu printr-o geneză chemolitică, mai ales că fierul este asociat calcarelor oolitice). Situația apare similară în cazul intercalației de calcar organogen-fragmentar, unde ar putea să fie și o concentrație secundară.

În cazul conținutului de CaO se remarcă același salt, dar valorile sînt inverse decît pentru SiO_2 sau Al_2O_3. Pentru conținutul de MgO se înregistrează de asemenea un salt între hauterivian (?) și barremian, în plus apar unele mici creșteri la calcarele recifogene (eș. 41) și cele organogen-fragmentare (eș. 51), arătînd o concentrare de magneziu de natură biogenă.

Pentru porțiunea insolubilă în HCl, se evidențiază de asemenea foarte clar saltul hauterivian-barremian, precum și intercalațiile de calcare marnoase și feruginoase din barremian.

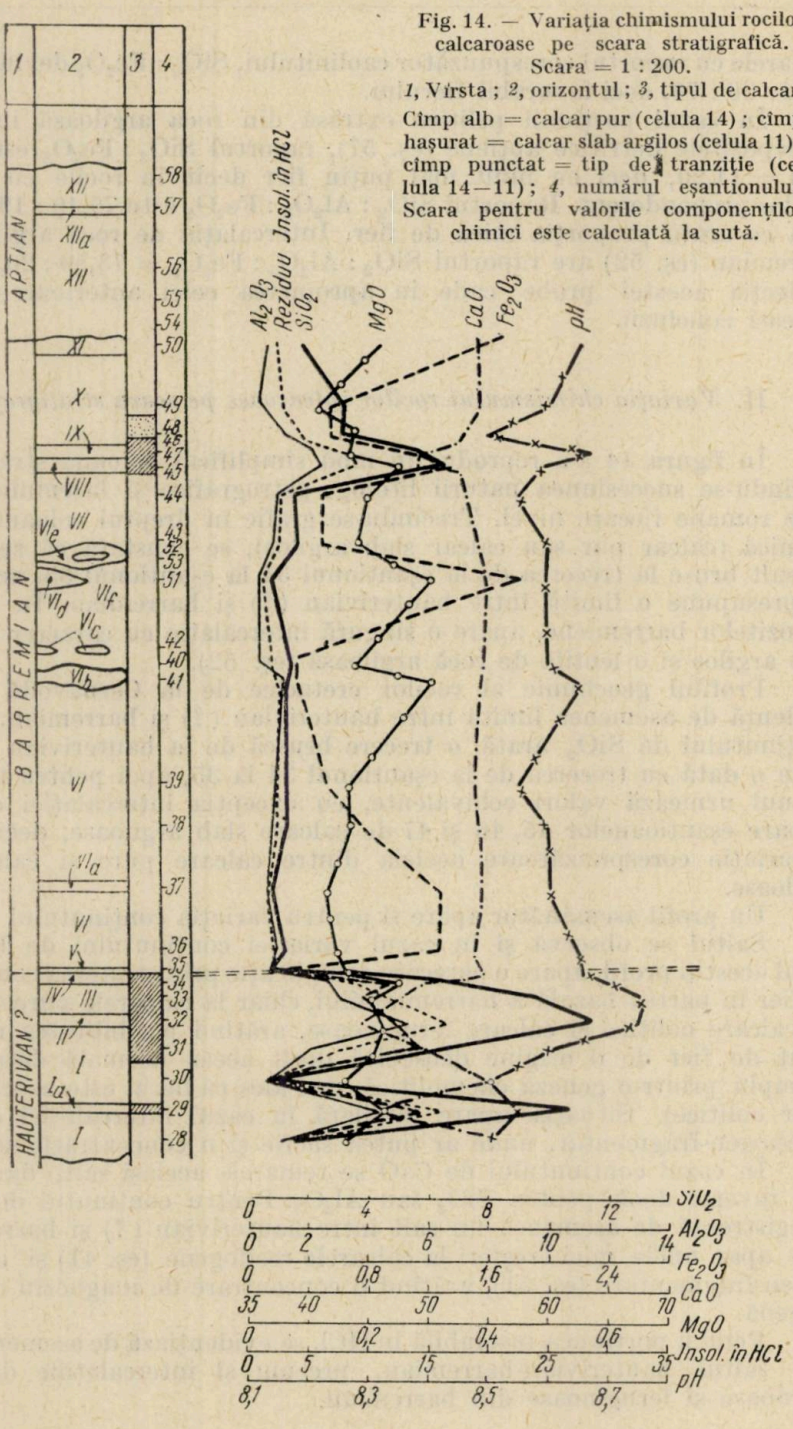


Fig. 14. — Variația chimismului rocilor calcaroase pe scara stratigrafică. Scara = 1 : 200.

1, Vîrsta ; *2*, orizontul ; *3*, tipul de calcar. Cîmp alb = calcar pur (celula 14) ; cîmp haşurat = calcar slab argilos (celula 11) ; cîmp punctat = tip de tranziție (celula 14—11) ; *4*, numărul eşantionului. Scara pentru valorile componenților chimici este calculată la sută.

Nu numai saltul amintit, dar chiar și succesiunea conținuturilor componenților chimici menționați arată un aspect deosebit pe parcursul hauterivianului (?) și altul mai monoton pe acel al barremianului.

Chiar valorile pH-ului (9) care reprezintă o stare actuală ce poate fi deosebită de aceea inițială din timpul formării depozitelor arată clar saltul amintit.

După cum s-a menționat, geologul M. Chiriac a emis recent ipoteza vîrstei valanginiene a depozitelor din partea inferioară a profilului; ele ar suporta ușor transgresiv calcarele barremiene [1]). În sprijinul acestei idei s-ar putea aduce variația chimismului de profil, care arată un salt brusc între eșantioanele 34 și 35, precum și lipsa unor roci cu caractere chimice intermediare între cele două complexe cu chimism diferit.

I. *Variația cronologică a raportului Ca: Mg*

Se cunoaște de mai mulți ani legea variației cronologice a raportului Ca : Mg găsită de către A. P. Vinogradov, A. B. Ronov și V. M. Ratînski (19), după care acest raport crește o dată cu trecerea timpului.

Pentru țara noastră, acest raport a fost calculat în mai multe ocazii de către M. Savul și colaboratorii săi, arătîndu-se că el se încadrează în această lege. M. Savul și V. Ianovici (15), într-un studiu general, au calculat următoarele valori ale raportului Ca : Mg pentru diverse depozite cretacice din țara noastră:

Gura-Dămucului	— neocomian	Ca : Mg = 12,40
Medgidia	— barremian	Ca : Mg = 43,40
Rarău	— urgonian	Ca : Mg = 48,20
Valea Bicazului	— urgonian	Ca : Mg = 65,20
Doman—Reșița	— urgo-apțian	Ca : Mg = 82,00
	Total cretacic ...	Ca : Mg = 48,50
Cernavodă	— hauterivian (?)	Ca : Mg = 285,60
Cernavodă	— barremian	Ca : Mg = 328,30
	Total ...	Ca : Mg = 281,70

Deci și în cazul cretacicului inferior, raportul este foarte mic, adică proporția de calciu este crescută iar cea de magneziu micșorată față de rocile carbonatice mai vechi.

În comparație cu rocile carbonatice triasice și jurasice din Dobrogea de sud, raporturile sînt

	Ca	Mg	Ca : Mg
Triasic	32,67	1,32	24,74
Jurasic [2]) *a* M_{124}	37,78	0,17	222,20
Jurasic [2]) *b* M_{138}	36,34	1,32	27,38
Cretacic Cernavodă	37,13	0,116	319,0

[1]) Comunicare verbală.

[2]) *a*, Fără dolomitele de la Ovidiu; *b*, cu dolomitele kimmeridgiene de la Ovidiu.

Cazul rocilor carbonatice din profilul cretacicului inferior de la Cernavodă se încadrează deci în variația cronologică stabilită de către A. P. Vinogradov și colaboratorii săi. Față de rocile jurasice din Dobrogea, valoarea raportului Ca : Mg este și mai accentuat în favoarea calciului.

CONCLUZII

În urma studiului geologic și geochimic al profilului cretacicului inferior de la Cernavodă, se pot trage următoarele concluzii generale:

Bazați pe modul de prezentare a faciesurilor, putem afirma că depozitele de la Cernavodă se dezvoltau în apropierea litoralului nordic al mării cretacice inferioare, în condițiile unei mări epicontinentale puțin adînci, în care factorul tectonic a jucat un rol puțin important.

Formațiunile recifale care se găsesc la partea superioară a complexului oolitic indică o mică adîncime a mării, ape cu temperatură ridicată și limpezi.

Prezența calcarelor oolitice arată de asemenea că depunerea lor s-a făcut într-o zonă nu prea adîncă, pe șelful unei mări epicontinentale, iar condițiile de depunere n-au fost favorabile pentru formarea unor oolite feruginoase sau manganoase.

Componenții detritici sînt reprezentați în cea mai mare parte prin fracțiunea argiloasă și foarte rar se întîlnesc elemente de cuarț vizibile sub microscop. Totuși, după studiul chimic, se vede că în partea argiloasă se găsesc și fracțiuni variabile de silice liberă.

Depozitele au un caracter mixt fiind constituite din material organogen, în special din mîluri cu foraminifere, amestecat în diferite proporții cu depuneri chemolitice ce se evidențiază prin prezența oolitelor. Variația proporțiilor de produs chemolitic și organogen a dus la variații de aspect structural și textural.

Profilul geochimic al rocilor carbonatice de la Cernavodă arată un salt brusc între depozitele subiacente barremianului (hauterivian ?) și cele barremiene, ceea ce ar indica lipsa unor roci cu caracter intermediar și ar confirma ideea dispunerii ușor transgresive a depozitelor barremiene peste formațiuni de vîrstă valanginiană.

Trecerea de la depozitele barremiene la cele apțiene este de discordanță netă. Elementele psefitice sînt constituite în marea majoritate din cuarț alb care ar putea proveni din șisturile verzi și din silexitele depozitelor jurasice sau triasice din nordul regiunii. Nu s-au pus în evidență elemente eruptive. Între elementele psamitice, în afară de cuarț, s-au mai întîlnit hornblendă verde, cuarț cu ace de rutil, foarte rari feldspați, rare granule de plagioclazi, care ar putea proveni din șisturile cristaline de mai la nord sau din șisturile verzi gresoase sau conglomeratice ce conțin elemente de cristalin.

Dezvoltarea organismelor și lipsa dolomitelor ar putea indica condiții de salinitate care n-au trecut peste cele normale și nici pH-ul n-a ajuns la valori superioare celor de 8—9.

Raportul Ca :Mg se încadrează în legea cronologică descoperită de A. P. Vinogradov şi A. B. Ronov. În cazul profilului de la Cernavodă, valoarea este cu mult crescută faţă de alte depozite cretacice din ţară. Această valoarea are un caracter provizoriu, urmînd ca ea să fie recalculată după studierea depozitelor cretatice din întreaga Dobroge de sud.

Importanţa economică a rocilor cretacice va fi dată pentru întreaga Dobroge de sud. În mod provizoriu, se poate spune că în ceea ce priveşte industria ceramică natura chimică a rocilor din hauterivianul şi barremianul de la Cernavodă arată că cele ce corespund calcarelor pure ar putea fi încercate pentru prepararea varului gras, a carbidului de calciu, a sodei caustice etc. (18). Rocile aparţinînd celulei 11 Vişneakov ar putea fi indicate, după V. N. Iung (3), pentru fabricarea varului slab şi varului hidraulic. Problema dificilă pentru fabricarea varului gras poate consta în faptul că în cazul unei cariere pe întreg profilul apar alternanţele menţionate de roci ale celulei 14 cu roci ale celulei 11. Cele mai favorabile pentru o eventuală exploatare ar fi depozitele barremiene. În cazul întrebuinţării rocilor în vederea fabricării cimentului, sînt necesare cantităţi suplimentare de argilă, în afară de adaosurile obişnuite de alte materii auxiliare, ca Fe_2O_3, gips etc.

ХИМИЗМ, РАСПРОСТРАНЕНИЕ И ЭКОНОМИЧЕСКАЯ РОЛЬ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ДОБРУДЖИ

I. ГЕОХИМИЧЕСКИЙ ПРОФИЛЬ МЕЛОВЫХ ПОРОД У ЧЕРНАВОДА

РЕЗЮМЕ

Продолжая исследование химизма карбонатных пород третичных и юрских формаций Добруджи, авторы, на этот раз, занимаются изучением химизма подобного типа пород, принадлежащих меловому времени.

Авторы изучают распределение различных химических компонентов в стратиграфическом профиле у Чернавода, начиная с нижнего мела.

Химический анализ карбонатных пород показывает, что хотя литологически здесь выделяются различные типы пород, все же по их химизму, в рамках классификации С. Т. Вишнякова различаются лишь два вида, а именно чистые и глинистые известняки. Первые преобладают в баррели, последние в готриве.

Различные диаграммы, построенные с целью изображения распределения и вариации различных химических компонентов, показывают резкий прыжок величин на границе Готрив — баррем. Это подтверждает мысль, что на этой границе существовала слабая трансгрессия.

Отношение Ca/M для этих отложений отвечает положению закона хронологической вариации, установленного А. П. Виноградовым и сотр. По сравнению с юрскими и, в особенности, с третичными породами Добруджи, отношение Ca/M пород зоны Чернавода содержит больше кальция.

Карбонатные породы представляют особый экономический интерес.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Стратиграфическая колонка нижнемеловых отложений у Чернавода. *1* — возраст; *2* — литологический состав; *3* — номер горизонта; *4* — мощность; *5* — номер образца; *I* — желваковый известняк; I_a — известковистый мергель; *II* — мергелистый известняк; *III* — меловой известняк; *IV* — болитовый известняк; *V* — твердый известняк; *VI* — оолитовый известняк; VI_a — железистый известняк; VI_b — рифовый известняк; VI_c — линзы песка; VI_d — органогенный детритовый известняк; VI_e — глина; VI_f — линза песка; *VII* — рифовый известняк с Natica; *VIII* — мергелистый известняк; *IX* — железистый известняк; *X* — меловой известняк; *XI* — твердый известняк; *XII* — песок и галечник; XII_a — глина с песком и галечником; *d* — несогласие.

Рис. 2. — Вариация гранулометрического состава аптских песков по вертикали. Прерывистая линия — галечник; точечная линия песок; сплошная линия — алеврито-пелитовая часть.

Рис. 3. — Гистограмма гранулометрического состава 58-го образца (аптский песок).

Рис. 4. — Тройная диаграмма гранулометрического состава барремских и аптских песков у Чернавода. Заполненный кружок — барем; незаполненный кружок апт.

Рис. 5. — Гистограмма гранулометрического состава 42-го образца (барремский песок).

Рис. 6. — Гистограмма гранулометрического состава 53-ого образца (барремский песок.).

Рис. 7. — Расположение карбонатных пород зоны Чернавода в треугольнике С. Т. Вишнякова.

Рис. 8. — Содержание в MgO известковистых пород. Белое пространство — чистый известняк; заштрихованное поле — слабоглинистый известняк.

Рис. 9. — Распределение SiO_2 в известняковых породах. Белое пространство — чистый известняк; заштрихованное пространство — слабо-глинистый известняк.

Рис. 10. — Распределение Al_2O_3 в известковых породах. Белое пространство — чистый известняк; заштрихованное пространство — слабоглинистый известняк.

Рис. 11. — Распределение молекулярного отношения $SiO_2 : Al_2O_3$; *a* — чистый известняк; *b* — слабо-глинистый известняк; точки — породы, содержащие кварц.

Рис. 12. — Распределение Fe_2O_3 в известковистых породах. Белое пространство — чистый известняк; заштрихованное пространство — слабо-глинистый известняк.

Рис. 13. — Тройная диаграмма отношения $SiO_2 : Al_2O_3 : Fe_2O_3$ с указанием молекулярного отношения $SiO_2 : Al_2O_3$. Незаполненный кружок — чистый известняк; заполненный кружок — слабо-глинистый известняк; крестик — глина.

Рис. 14. — Вариация химизма известковых пород в стратиграфической колонке. Масштаб 1 : 200. *1* — Возраст; *2* — горизонт; *3* — тип известняка. Белое пространство — чистый известняк (ячейка 14); заштрихованное пространство — слабо-глинистый известняк (ячейка 11); поле с точками — переходный тип (ячейка 14—11); *4* — номер образца.

Шкала величин химических компонентов вычислена в процентах.

CHIMISME, DISTRIBUTION ET RÔLE ÉCONOMIQUE DES ROCHES CARBONATÉES DE DOBROGEA

I. PROFIL GÉOCHIMIQUE DES ROCHES CRÉTACÉES DE CERNAVODA

RÉSUMÉ

En continuant l'étude du chimisme des roches carbonatées appartenant aux formations tertiaires et jurassiques de Dobrogea, les auteurs s'occupent cette fois-ci du chimisme des roches similaires crétacées.

En commençant par les roches appartenant au Crétacé inférieur, ils étudient la distribution des divers composants chimiques dans le profil de Cernavoda.

L'analyse chimique des roches carbonatées a permis de constater que, bien que, lithologiquement, on reconnaît plusieurs types de roches, selon la classification de S. G. Vishnéakov, on ne peut individualiser que deux sortes : des calcaires purs et des calcaires argileux. Les premiers prédominent dans le Barrémien et les derniers dans le Hauterivien.

Les divers diagrammes construits afin de représenter la distribution et la variation de la teneur en divers constituants chimiques, indiquent un saut brusque à la limite Hauterivien-Barrémien, ce qui constitue un argument à l'appui de l'opinion émise, à savoir qu'il s'agirait à cet endroit d'une légère transgression.

Le rapport Ca : Mg dans ces dépôts suit la loi de la variation chronologique établie par A. P. Vinogradov et collaborateurs. Par comparaison avec les roches appartenant au Jurassique et surtout au Triasique, la valeur du rapport des roches de Cernavoda penche sensiblement en faveur du calcium.

Les roches carbonatées présentent un intérêt économique.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Colonne stratigraphique des dépôts crétacés inférieurs de Cernavoda. *1* — Age ; *2* — constitution lithologique ; *3* — numéro de l'horizon ; *4* — épaisseur (en mètres) ; *5* — numéro de l'échantillon. *I* — Calcaire à l'aspect noduleux ; I_a — marne calcaire ; *II* — calcaire marneux ; *III* — calcaire crayeux ; *IV* — calcaire oolithiques ; *V* — calcaire dur ; *VI* — calcaire oolithique ; VI_a — calcaire ferrugineux ; VI_b — calcaire récifogène ; VI_c — lentilles de sable ; VI_d — calcaire organogène détritique ; VI_e — argile ; VI_f — lentille de sable ; *VII* — calcaire récifal à *Natica* ; *VIII* — calcaire marneux ; *IX* — calcaire ferrugineux ; *X* — calcaire crayeux ; *XI* — calcaire dur ; XII — sable et gravier ; XII_a — argile avec sable et gravier *d* — discordance.

Fig. 2. — Variation sur la verticale de la composition granulométrique des sables aptiens. — — — — gravier ; . . . . . sable ; ——— fraction aleurito-pélitique.

Fig. 3. — Histogramme de la composition granulométrique de l'échantillon 58 (sable aptien).

Fig. 4. — Diagramme ternaire de la composition granulométrique des sables barrémiens et aptiens de Cernavoda. ● barrémien ; O aptien.

Fig. 5. — Histogramme de la distribution granulométrique de l'échantillon 42 (sable barrémien).

Fig. 6. — Histogramme de la distribution granulométrique de l'échantillon 53 (sable barrémien).

Fig. 7. — Mode de représentation des roches carbonatées de Cernavoda dans le triangle de S. G. Vishnéakov.

Fig. 8. — Teneur en MgO des roches calcaires.

Champ blanc — calcaire pur; champ hachuré — calcaire légèrement argileux.

Fig. 9. — Distribution du SiO_2 dans les roches calcaires.

Champ blanc — calcaire pur; champ hachuré — calcaire légèrement argileux.

Fig. 10. — Distribution du Al_2O_3 dans les roches calcaires.

Champ blanc — calcaire pur, champ hachuré — calcaire légèrement argileux.

Fig. 11. — Distribution du rapport moléculaire $SiO_2 : Al_2O_3$.

a — calcaire pur; *b* — calcaire légèrement argileux; champ pointillé — roches à contenu visible de quartz.

Fig. 12. — Distribution du Fe_2O_3 dans les roches calcaires. Champ blanc — calcaire pur; champ hachuré — calcaire faiblement argileux.

Fig. 13. — Diagramme ternaire du rapport $SiO_2 : Al_2O_3 : Fe_2O_3$, avec la représentation du rapport moléculaire $SiO_2 : Al_2O_3$. O calcaire pur; ● calcaire faiblement argileux; + argile.

Fig. 14. — Variation du chimisme des roches calcaires le long de l'échelle stratigraphique. Échelle 1 : 200.

1 — Age; *2* — horizon; *3* — type de calcaire.

Champ blanc — calcaire pur (cellule 14); champ hachuré — calcaire faiblement argileux (cellule 11); champ pointillé — type de transition (cellule 14—11). *4* — Numéro de l'échantillon.

L'échelle des valeurs des composants chimiques est représentée en pour-cent.

BIBLIOGRAFIE

1. ANASTASIU V., *Contribution à l'étude géologique de la Dobrogea*, Paris, 1898.
2. CHIRIAC M., *Contribuţii la studiul petrografic al Apţianului din Dobrogea*, An. Com. geol., 1957, **XXX**.
3. ЮНГ В. Н., *Основы технологии вяжущих веществ*, Москва, 1951.
4. MACOVEI GH., *Asupra vîrstei şi variaţiei faciesurilor terenurilor sedimentare din Dobrogea Meridională*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1904, **II**.
5. MACOVEI GH. şi ATANASIU I., *Evolution géologique de la Roumanie, Crétacé*, Ann. Inst. Géol. Roum., 1934, **XVI**.
6. ONCESCU N., *Geologia R.P.R.*, Ed. tehnică, Bucureşti, 1959, ed. a II-a.
7. PAPIU V., *Petrografia rocilor sedimentare*, Ed. ştiinţifică, Bucureşti, 1960.
8. PAQUIER V., *Sur la faune et l'âge des calcaires à Rudistes de la Dobrogea*, Bull. Soc. Géol. Franç., 1901, **IV**, *1*.
9. ПЕТЕРБУРГСКИЙ А. В., *Практикум по агрономии*, Сельхозгиз, Москва, 1954.
10. PETERS K., *Grundlinien zur Geographie und Geologie der Dobrudscha*, Denkschr. Wien. Acad Wiss., Viena, 1867, **XXVII**.
11. PETTIJOHN F. J., *Sedimentary Rocks*, Harper Brothers, New York, 1957, ed. a II-a.
12. ПРЕОБРАЖЕНСКИЙ Ж. А. и САРКИСИАН С. Г., *Минералы осадочных пород*, Гостоптехиздат, Москва, 1954.
13. SAVUL M. şi MOVILEANU A., *Chimismul, distribuţia şi rolul economic al rocilor carbonatice triasice din Dobrogea de nord*, Stud. şi cercet. şt. Iaşi, 1959, **X**, *1*.
14. — *Chimismul, distribuţia şi rolul economic al rocilor carbonatice jurasice din Dobrogea*, Stud. şi cercet. geol., 1962, **VII**, *1*.
15. SAVUL M. et IANOVICI V., *Géochemie des éléments majeurs dans les roches carbonatées de Roumanie*, Congrès Intern. de géol., Copenhaga, 1960. Rev. de Géol. et de géogr., 1961, *V*, **1**.
16. SIMIONESCU I., *Note sur l'âge des calcaires de Cernavoda (Dobrogea)*, Ann. Sci. de l'Univ. de Jassy, 1904, **III**.
17. РОНОВ А. Б. и МИГДИСОВ А. А., *Соотношение кларковых и рудных концентраций алюминия в осадочном цикле*, Международный геологический конгресс, XXI сессия, Доклады советских геологов, 1960.
18. РУХИН Л. Б., *Основы литологии*, Гостоптехиздат, Москва, 1953.
19. А. П. ВИНОГРАДОВ, А. Б. РОНОВ, В. М. РАТЫНСКИЙ, *Изменение химического состава карбонатных пород Русской платформы*, Изв. АНСССР, сер геол., 1952. *1*.

CONSIDERAȚII ASUPRA PROPRIETĂȚILOR RADIOACTIVE ALE ROCILOR ERUPTIVE MASIVE DIN MUNȚII GURGHIULUI DE NORD

DE

I. TREIBER și A. SZABÓ

Comunicare prezentată de academician M. SAVUL în ședința din 20 noiembrie 1961

Analiza radioactivității rocilor a căpătat în ultimul timp o importanță mereu crescîndă și în domeniul geologiei-petrografiei.

Pentru a vedea dacă în privința radioactivității există sau nu vreo deosebire între diferitele tipuri de *andezite* (andezite amfibolice, piroxenice și mixte) și *andezitele alterate* (silicifiate, caolinizate, propilitizate și impregnate cu pirită), reprezentînd grupele rocilor inferioare și superioare, am făcut o primă încercare de comparare a radioactivității cîtorva eșantioane de roci eruptive masive din Munții Gurghiului de nord, din sectorul Fîncel—Bătrîna și din sectorul Jirca (fig. 6).

În acest scop s-au efectuat în laborator măsurători asupra unor probe standard de cîte 5 g rocă pulverizată. Am utilizat un contor Geiger-Müller tip MC 9 pentru radiații gama, cuplat cu un numărător electronic tip B-2. Contorul și proba au fost ecranate prin cărămizi de plumb. Radioactivitățile s-au determinat atît prin compararea numărului de impulsuri pe minut (după scăderea fondului cosmic), cît și prin cifre reprezentînd raportul activitate : fond cosmic. Concluziile obținute prin compararea acestor cifre au un caracter orientativ, dat fiind faptul că activitățile măsurate în general nu depășeau cu mult limita fluctuațiilor statistice ale dezintegrării radioactive.

Rezultatele obținute, reprezentînd media a 4—5 măsurători paralele, sînt trecute în tabelul nr. 1. De asemenea este trecut și conținutul mediu în An% al rocilor nealterate. Din tabel reiese că radioactivitatea acestor roci, exprimată prin raporturile activitate : fond cosmic, variază între 1,04 și 1,19, deci din punct de vedere practic nu prezintă mare importanță;

conţinutul în anortit, determinat cu măsuţa Fedorov, oscilează în limite mai largi (45,6—69,7% An), imprimînd rocilor un caracter mai bazic.

Radioactivităţile măsurate în aceste condiţii sînt inferioare celor de la andezitele din Munţii Mecsek (R.P.U.) care, după datele publicate de A. Földvári (2), ating cifra de 3,63 (activitate : fond cosmic). Însă, după cum menţionează însuşi autorul, andezitele din Mecsek, ca şi celelalte andezite din munţii R.P. Ungare în general, fac parte din categoria rocilor cu radioactivitate mai mică. Diferenţa ce se observă între radioactivitatea rocilor andezitice menţionate mai sus (Munţii Mecsek din R.P.U. şi Munţii Gurghiului) se datoreşte în mare parte şi modului de măsurare a acestei redioactivităţi. A. Földvári a executat măsurătorile pe teren, în foraje, cu ajutorul cărora a înregistrat radiaţia unui corp de rocă de formă sferică, avînd raza egală cu circa 40—50 cm, pe cînd noi am făcut măsurători în laborator, pe probe pulverizate de cîte 5 g.

Tabelul nr. 1

Radioactivitatea şi chimismul rocilor eruptive masive din Munţii Gurghiului de nord

Nr. crt.	Ocurenţa	Felul rocii	Conţinut mediu în An %	Fondul cosmic (F)	Activitate totală (A) (imp./min.)	Raportul A : F	Activitatea A — F (imp./min.)
1	gura pîrîul Jirca Mică (andezit propilitizat)	roci alterate	—	115	127	1,12	14
2	pîrîul Eseniu (caolină)		—	112	131	1,16	19
3	Piciorul Bătrînii (cuarţit cu diaspor)		—	112	131	1,16	19
4	pîrîul Eseniu (andezit propilitizat)		—	111	126	1,13	15
5	Piciorul Smidii (dp)	andezite cu hornblendă	50,3	113	135	1,19	22
6	filon Jirca Mică		67,5	114	120	1,07	6
7	filon Lăpuşna I		54,6	113	122	1,07	9
8	Creasta Pădurea Nouă—Dealul Crucii		45,6	114	122	1,07	8
9	Pîrîul lui Anton		52,8	111	121	1,09	10
10	Gropşoara	andezite cu piroxeni	56,4	113	131	1,17	18
11	poiana Paltinului		53	112	127	1,13	15
12	valea Buneasa, cota 1319	andezite mixte	61,6	113	127	1,07	8
13	valea Jirca de Mijloc		68,3	114	119	1,07	5
14	pîrîul Eseniu, cota 1303		48	112	134	1,19	22
15	vîrful Bătrîna		52	113	130	1,15	17
16	vîrful Măgura Mare		58,3	112	134	1,17	22
17	Dealul Crucii		54,4	113	136	1,17	22
18	Piatra Caprei (andezit cenuşiu închis)		68	113	127	1,12	14
19	valea Jirca Mică		69,7	112	122	1,08	10
20	poiana Zimbroiu		64,5	113	123	1,08	10
21	vîrful Fîncel		62,1	113	130	1,15	17
22	Dealul Plumbului		52,2	113	131	1,15	18

Pentru a avea o mai bună privire de ansamblu, s-au întocmit cîteva diagrame reprezentînd activitățile diferitelor tipuri de roci în funcție de conținutul în anortit. În figura 1 este reprezentată curba de frecvență a radioactivității în cazul rocilor eruptive masive din Munții Gurghiului de nord. Se remarcă simetria curbei cu maximum de frecvență între 10 și 20 imp./min.

Din figura 2 rezultă clar distribuția radioactivității (imp./min.) la cele 4 feluri de roci. Se remarcă și aici maximele frecvenței între 10 și 20 imp./min., cu excepția rocilor cu piroxeni.

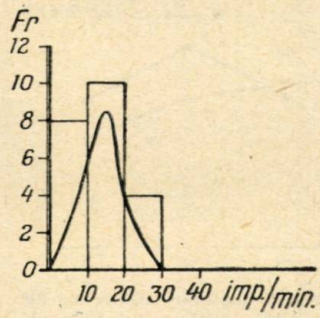


Fig. 1. — Curba de frecvență a radioactivității (imp./min.) rocilor eruptive masive din Munții Gurghiului de nord.

În figura 3 este reprezentată media aritmetică a radioactivității la cele 4 feluri de roci, împreună cu mediile conținutului în An — 40 % (rocile nealterate). Se observă aici o oarecare coborîre a curbei imp./min.

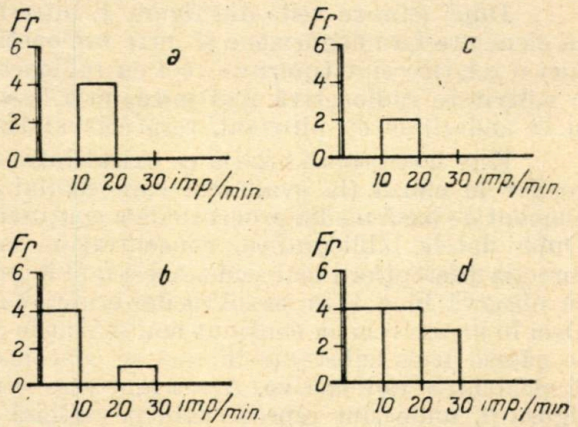


Fig. 2. — Distribuția radioactivității (imp./min.) la cele 4 feluri de roci studiate în Munții Gurghiului de nord.

a, Andezite alterate; *b*, andezit cu hornblendă; *c*, andezit cu piroxeni; *d*, andezite mixte.

de la andezitele alterate la andezitele cu hornblendă. Interdependența între cele două curbe nu este clară, totuși se observă la andezitele cu hornblendă (*b*), care reprezintă grupul rocilor inferioare provenite dintr-o revărsare mai veche, însă cu caracter chimic mai acid, o micșorare a radioactivității.

La rocile alterate din Munții Gurghiului de nord se remarcă însă o radioactivitate ceva mai ridicată. După B. Balkai (1) este nesigur

dacă substanţele radioactive şi substanţele care provoacă alterarea rocilor (respectiv cele care determină geneza minereurilor) s-au depus dintr-o soluţie comună sau nu, dar este verosimilă migrarea tuturor soluţiilor din adîncime de-a lungul aceloraşi elemente structurale. Această constatare ar putea explica radioactivitatea mai ridicată a rocilor alterate.

Rocile caolinizate (pîrîul Eseniu) şi cele silicifiate cu conţinut de diaspor (Piciorul Bătrînii) sînt roci a căror formare este legată de fenomene postvulcanice mai îndelungate sau de soluţii hidrotermale cu temperatură mai ridicată. Astfel s-ar putea explica radioactivitatea mai mare a lor (19 imp./min.), faţă de rocile propilitizate (14 imp./min.), care s-au format în prima fază de alterare, sub influenţa fenomenelor postvulcanice mai puţin îndelungate sau sub influenţa soluţiilor hidrotermale cu temperaturi mai joase [1]).

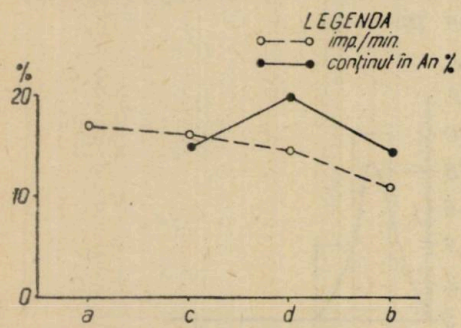


Fig. 3. — Variaţia mediilor numerice ale radioactivităţii şi ale conţinutului în anortit — 40%.

În figura 4 dăm diagrama radioactivităţii rocilor nealterate, în care, pe abscisă s-au trecut ocurenţele (numărul curent din tabel), iar pe ordonată activităţile corespunzătoare şi totodată chimismul rocilor prin media proporţională a conţinutului în anortit.

După cum se vede din figura 4, între felul şi conţinutul procentual în elemente feromagneziene şi între radioactivitatea rocilor nu se observă nici o relaţie ; sînt tipuri de roci cu radioactivitate mai mare şi altele cu o activitate radioactivă mai mică, atît la andezitele cu hornblendă, cît şi la andezitele cu piroxeni, respectiv andezitele mixte.

Este interesantă relaţia ce există între radioactivitatea şi chimismul rocilor în cauză (la evaluarea caracterului chimic al rocii luîndu-se ca element de bază media procentuală a conţinutului de anortit din feldspaţi). După datele bibliografice, concentraţiile mai accentuate se produc în direcţia diferenţierii mai acide. Acest fapt în general — cu unele excepţii — se observă bine şi în cazul rocilor eruptive masive din Gurghiul de nord. Deci în aceste roci cu conţinut mai scăzut în anortit (cu caracter mai acid) se găsesc acele substanţe în care se concentrează într-o măsură oarecare şi elementele radioactive. Acest fapt este şi mai evident în diagrama din figura 5, unde sînt reprezentate pe abscisă conţinutul mediu în anortit (%) al rocilor analizate, iar pe ordonată activităţile respective (imp./min.).

Un fapt interesant ce se desprinde din curba radioactivităţii privind grupa rocilor inferioare din căldarea Fîncel—Bătrîna este că aceste roci — cum s-a amintit mai sus — aparţinînd primelor faze de revărsare, cu toate că au un caracter mai acid, prezintă o radioactivitate mai mică

[1]) I. Treiber, *Date asupra alterării rocilor din Călimani—Gurghiu sub influenţa fenomenelor postvulcanice* (sub tipar).

decît grupa rocilor superioare din jurul căldării. Excepție fac rocile alterate și porfiritul dioritic de la Piciorul Smidii. În sectorul Jirca — la rocile inferioare mai bazice — nu se observă nimic deosebit, radioactivitatea lor este și mai scăzută, ceea ce este în concordanță cu cele expuse mai sus.

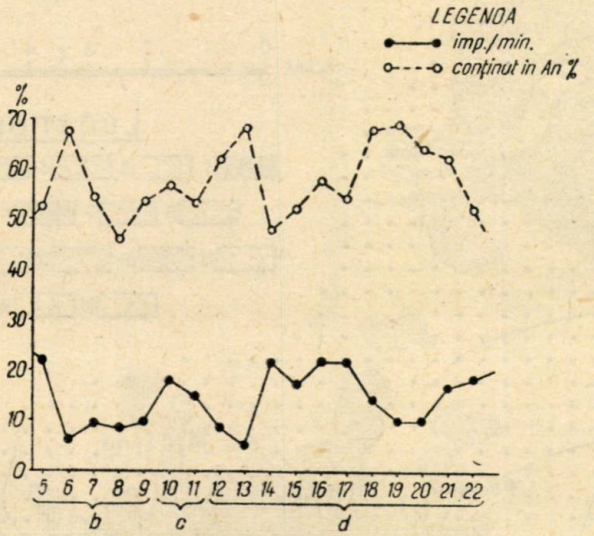


Fig. 4. — Radioactivitatea și chimismul rocilor din Munții Gurghiului de nord în funcție de felul conținutului în elemente feromagneziene (a se vedea și numerele de ordine din tabelul nr. 1).

Sub o linie paralelă cu abscisa, care ar fi reprezentată pe diagrama din figura 5 în dreptul gradației 10, toate punctele aflate în acest domeniu reprezintă roci care fac parte din grupa celor inferioare; deasupra acestei linii se găsesc punctele ce reprezintă rocile din grupa celor superioare.

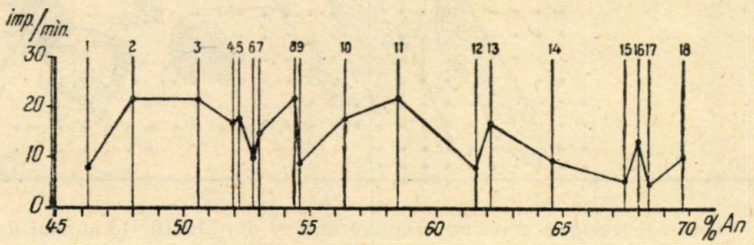


Fig. 5. — Radioactivitatea rocilor eruptive din Munții Gurghiului de nord în funcție de chimismul lor.

1, Creasta Pădurea Nouă—Dealul Crucii; *2*, pîrîul Eseniu (cota 1303); *3*, Piciorul Smidii; *4*, vîrful Bătrîna; *5*, Dealul Plumbului; *6*, Pîrîul lui Anton; *7*, poiana Paltinului; *8*, Dealul Crucii; *9*, filon Lăpușna; *10*, Gropșoara; *11*, vîrful Măgura Mare; *12*, valea Buneasa; *13*, vîrful Fîncel; *14*, poiana Zimbroiu; *15*, filon Jirca Mică; *16*, Piatra Caprei; *17*, valea Jirca de Mijloc; *18*, valea Jirca Mică.

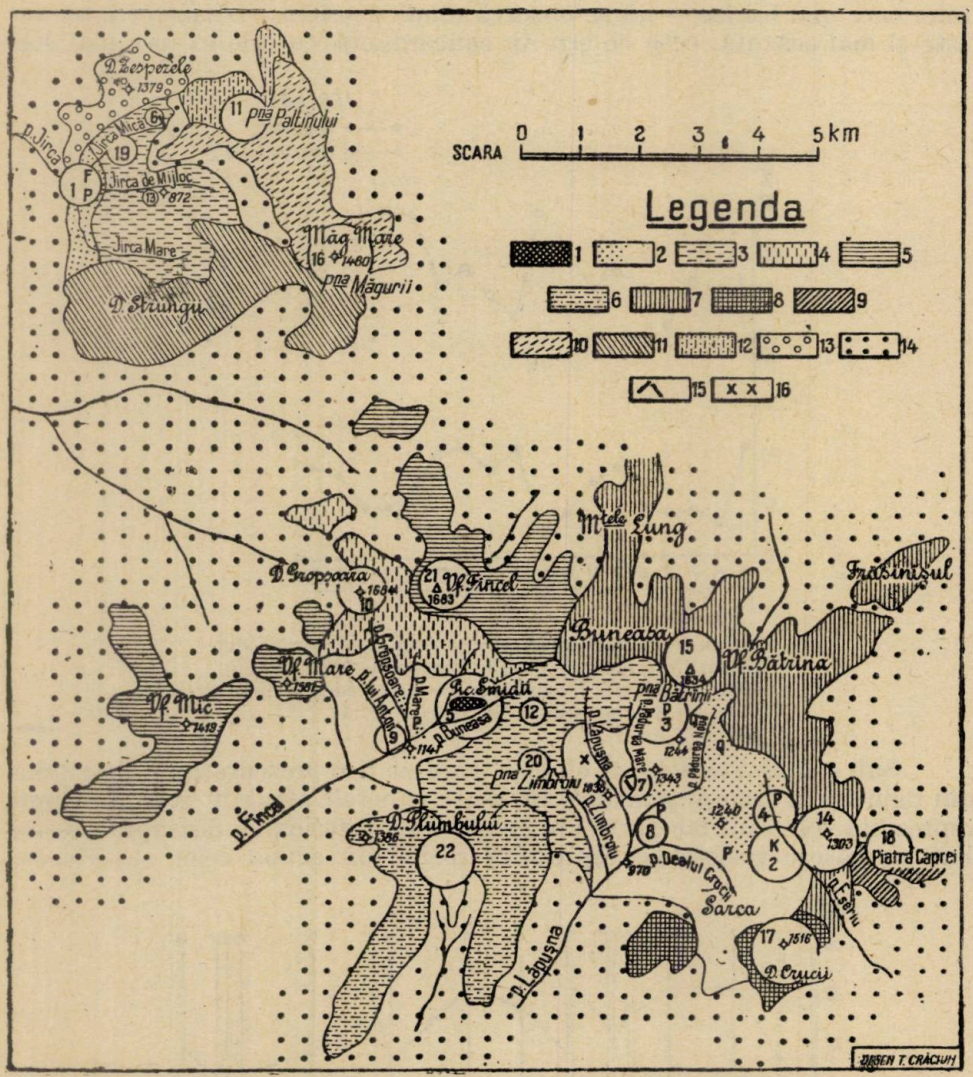


Fig. 6. — Harta petrologică a rocilor eruptive masive din Munții Gurghiului de nord. *Legendă. 1.* Porfirit diorit ; *2*, andezite cu hornblendă cu zone alterate ; *3*, andezite mixte (grupa rocilor inferioare) ; *4*, andezit cu piroxeni, tip Gropșoara ; *5*, andezit cu piroxeni și hornblendă, tip Fîncel ; *6*, andezit cu piroxeni și hornblendă, tip Dealul Plumbului ; *7*, andezit cu piroxeni și hornblendă, tip Buneasa ; *8*, andezit cu hornblendă și piroxeni, tip Dealul Crucii ; *9*, andezit cu hornblendă (20%) și cu piroxeni (20%) ; *10*, andezit cu hornblendă și piroxeni de la Măgura Mare ; *11*, andezit cu hornblendă și piroxeni de la Creasta Strungii ; *12*, andezite cu piroxeni de la poiana Paltinului (grupa rocilor superioare) ; *13*, faciesul de Zespezele ; *14*, faciesul de Bătrîna (brecii și tufuri) ; *15*, filoane andezitice ; *16*, brecii tectonice. *P*, Piritizări ; *K*, caolinizări ; *Q*, silicifieri ; *D*, diaspor ; *F*, fluorină.

Această constatare este pusă în evidență și mai bine pe harta din figura 6, unde valoarea radioactivității este reprezentată prin cercuri cu raze proporționale (aproximativ 1/3 din valoarea activității imp./min.).

CONCLUZII

Datele prezentate în această lucrare nu sînt suficiente pentru a putea stabili concluzii generale. Evident că această metodă reprezintă numai o primă încercare; un punct de vedere definitiv ar rezulta numai atunci cînd ne va sta la dispoziție un număr suficient de mare de date, care ne vor putea conduce la concluzii interesante și poate chiar vor putea fi stabilite legi generale.

Totuși, pe baza măsurătorilor de pînă acum, putem stabili următoarele:

Radioactivitatea rocilor eruptive masive din Munții Gurghiului de nord nu prezintă o mare importanță din punct de vedere practic, însă poate oferi informații foarte prețioase în legătură cu geochimia acestor roci.

Rocile cu caracter mai acid prezintă o radioactivitate mai accentuată. Pe baza datelor din lucrare s-ar părea că rocile inferioare, provenite dintr-o fază de erupție veche, cu tot caracterul lor mai acid, prezintă o radioactivitate mai scăzută, pe cînd cele provenite dintr-o fază mai nouă, deși au un caracter mai bazic, prezintă o radioactivitate mai ridicată. Excepție o fac rocile porfirice diorite de la Piciorul Smidii, care ar putea să constituie un filon (sau un neck mic) intrus mai tîrziu între rocile provenite dintr-o fază mai veche și rocile alterate, în care concentrarea radioactivității mai ridicate se datorește soluțiilor hidrotermale.

Analizele acestea avînd un caracter orientativ, se preconizează efectuarea unor serii de măsurători pe teren prin introducerea în sonde a contorului Geiger-Müller. Folosind această metodă, întregită și cu alte date de analize chimice, vor putea fi rezolvate eventual și unele probleme de vulcanologie.

Catedra de geologie și mineralogie,
Universitatea „Babeș-Bolyai", Cluj
și
Institutul de fizică atomică
al Academiei R.P.R., Cluj

РАДИОАКТИВНЫЕ СВОЙСТВА МАССИВНЫХ ИЗВЕРЖЕННЫХ ГОРНЫХ ПОРОД СЕВЕРНЫХ ГОР ГУРГИУ

РЕЗЮМЕ

Авторы подвергли радиоактивному анализу различные типы пород из северных гор Гургиу. Полученные результаты приведены в таблице № 1 и на диаграммах рисунков 1 и 2. На основании полученных данных было установлено, что в породах более кислого химического характера,

а также подвергшихся химическому разложению (силицитизированные и каолинизированные) наблюдается более высокая радиоактивность, за исключением пород древнейшей эрутивной фазы, а также пропилитизированных пород. Между порядком и процентным содержанием железо-магниевых минералов, с одной стороны, и радиоактивностью пород, с другой, не было отмечено никакой связи.

Анализы имели ориентировочный характер. Однако применение этого метода поможет разрешить некоторые вопросы вулканологии.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Кривая частоты (имп./мин.) радиоактивности массивных изверженных пород северных гор Гургиу.

Рис. 2. — Распределение радиоактивности (имп./мин.) в четырех видах пород, изученных в северных горах Гургиу:

a, разрушенный андезит; *b*, андезит с роговой обманкой; *c*, андезит с пироксеном; *d*, андезит смешанного типа.

Рис. 3. — Изменения средних величин радиоактивности и содержания анортита — 40 %.

Рис. 4. — Радиоактивность и химизм пород северных гор Гургиу в зависимости от формы содержания железо-магниевых элементов (см. порядковые номера таблицы № 1).

Рис. 5. — Радиоактивность изверженных пород северных гор Гургиу в зависимости от их химизма.

1, Гребень Пэдуря Ноуэ — Дялул Кручий; *2*, ручей Эсениу (отметка 1303); *3*, подножие Смидий; *4*, вершина Бэтрына; *5*, возвышенность Плумбулуй; *6*, ручей Антон; *7*, Пояна Палтинулуй; *8*, Дялул Кручий; *9*, жила Лэпушна; *10*, Гропшоара; *11*, вершина Мэгура Маре; *12*, долина Буняса; *13*, вершина Фынчел; *14*, Пояна Зимбройу; *15*, жила Жирка Микэ; *16*, Пятра Капрей; *17*, долина Жирка де Мижлок; *18*, долина Жирка Микэ.

Рис. 6. — Петрологическая карта массивных изверженных пород северных гор Гургиу.

Условные обозначения. *1*, Диорит-порфирит; *2*, андезиты с роговой обманкой, имеющей зоны разрушений; *3*, андезиты смешанного типа (группа низших пород); *4*, андезит с пироксенами, типа Гропшоара; *5*, андезит с пироксенами и роговой обманкой, типа Фынчел; *6*, андезит с пироксенами и роговой обманкой, типа возв. Плумбулуй; *7*, андезит с пироксенами, типа Буняса; *8*, андезит с роговой обманкой и пироксенами, типа Дялул Кручий; *9*, андезит с роговой обманкой (20 %) и с пироксенами (20 %); *10*, андезит с роговой обманкой и пироксенами с Мэгура Маре; *11*, андезит с роговой обманкой и пироксенами с Кряста Струнжий; *12*, андезиты с пироксенами с Пояна Палтинулуй (группа высших пород); *13*, фация Зеспезеле; 14, фация Бэтрына (туфы и брекчии); *15*, андезитные жилы; *16*, тектонические брекчии. *P*, Пиритизации; *K*, каолинизации; *Q*, силицифирования: *D*, диаспор; *F*, флюорит.

CONSIDÉRATIONS SUR LES PROPRIÉTÉS RADIO-ACTIVES DES ROCHES ÉRUPTIVES MASSIVES DES MONTS GURGHIUL DE NORD

RÉSUMÉ

Les auteurs ont soumis à une analyse radio-active les roches de différents types des monts Gurghiul de nord. Les résultats sont consignés

dans le tableau 1 et les diagrammes des figures 1 et 2. En vertu des données obtenues, on a établi que les roches à caractère chimique plus acide et les roches altérées (silicifiées-kaolinisées) présentent une radio-activité plus marquée, à l'exception des roches provenant d'une phase de débordement plus ancienne et des roches propylithisées. On n'a pas observé de relation entre la nature et la teneur pour-cent en minéraux ferromagnésiens des roches et leur radio-activité.

Les analyses ont un caractère indicatif. La méthode permettra toutefois de résoudre certains problèmes de volcanologie.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Courbe de fréquence de la radio-activité (imp./min.) des roches éruptives massives des monts Gurghiul de nord.

Fig. 2. — Distribution de la radio-activité (imp./min.) chez les quatre catégories de roches étudiées dans les monts Gurghiul de nord. *a*, Andésites altérées ; *b*, andésite à hornblende ; *c*, andésite à pyroxènes ; *d*, andésites mixtes.

Fig. 3. — Variation des moyennes numériques de la radio-activité et de la teneur en anorthite — 40 %.

Fig. 4. — Radio-activité et chimisme des roches des monts Gurghiul de nord, en fonction de la teneur en éléments ferromagnésiens (voir aussi les numéros d'ordre du tableau 1).

Fig. 5. — Radio-activité des roches éruptives des monts Gurghiul de nord, en fonction de leur chimisme. *1*, Crête de Pădurea Nouă — Dealul Crucii ; *2*, ruisseau d'Eseniu (cote 1303) ; *3*, Piciorul Smidii ; *4*, sommet de Bătrîna ; *5*, Dealul Plumbului ; *6*, ruisseau d'Anton ; *7*, Poiana Paltinului ; *8*, Dealul Crucii ; *9*, filon de Lăpuşna ; *10*, Gropşoara ; *11*, sommet de Măgura Mare ; *12*, Vallé de Buneasa ; *13*, sommet de Fîncel ; *14*, Poiana Zimbroiu ; *15*, filon de Jirca Mică ; *16*, Piatra Caprei ; *17*, Vallée de Jirca de Mijloc ; *18*, Vallée de Jirca Mică.

Fig. 6. — Carte pétrologique des roches éruptives massives des monts Gurghiul de nord. *Légende. 1*, Porphyrite diorite ; *2*, andésites à hornblende à zones altérées ; *3*, andésites mixtes (groupe des roches inférieures) ; *4*, andésite à pyroxènes, type Gropşoara ; *5*, andésite à pyroxènes et hornblende, type Fîncel ; *6*, andésite à pyroxènes et hornblende, type Dealul Plumbului ; *7*, andésite à pyroxènes et hornblende, type Buneasa ; *8*, andésite à hornblende et pyroxènes, type Dealul Crucii ; *9*, andésite à hornblende (20 %) et à pyroxènes (20 %) ; *10*, andésite à hornblende et pyroxènes de Măgura Mare ; *11*, andésite à hornblende et pyroxènes de Creasta Strungii ; *12*, andésites à pyroxènes de Poiana Paltinului (groupe des roches supérieures) ; *13*, faciès de Zespezele ; *14*, faciès de Bătrîna (brèches et tufs) ; *15*, filons andésitiques ; *16*, brèches tectoniques. *P*, pyritisations ; *K*, kaolinisations ; *Q*, silicifications ; *D*, diaspore ; *F*, fluorine.

BIBLIOGRAFIE

1. BALKAI B., *A radiológia alapvető elvei és tényei* (*Principiile de bază şi factorii fundamentali ai radiologiei*), Földtani Közlöny, 1953, **LXXXIII**, *4—6*.
2. FÖLDVÁRI A., *The geochemistry of radioactive substances in the Mecsek Mountains*, Acta Geologica, 1952, **I**, *1—4*.

CONTRIBUȚII ASUPRA CERCETĂRII PROPRIETĂȚILOR RADIOACTIVE ALE ROCILOR SUBVULCANICE DIN MUNȚII CĂLIMANII DE NORD

DE

I. TREIBER și A. SZABÓ

Comunicare prezentată de academician M. SAVUL în ședința din 13 noiembrie 1962

Într-o altă lucrare (10) autorii au început studiul radioactivității rocilor eruptive din lanțul Călimani—Harghita, ocupîndu-se cu porțiunea din nordul Gurghiului. Lucrarea de față este o continuare a cercetărilor asupra radioactivității rocilor eruptive din nordul Călimanilor, prin care se urmărește obținerea a cîtorva date referitoare la rocile subvulcanice din acest sector. La măsurătorile de radioactivitate s-au aplicat metodele perfecționate examinînd cîteva eșantioane caracteristice ale diferitelor tipuri de roci.

CARACTERELE PETROGRAFICE GENERALE ALE ROCILOR STUDIATE

În partea nordică a Munților Călimani, la obîrșia izvoarelor Neagra și Dorna, pe o suprafață de circa 150 km^2 sînt așezate acele roci masive, pe care Z. T ö r ö k, prin caracterele lor geologice, stratigrafice, tectonice și petrografice, le-a atribuit la formațiunea subvulcanică (6), (7), (8).

Rezumînd analizele petrografice ale acestor roci, putem afirma următoarele: asociația proporțională a mineralelor melanocrate (augit, hipersten, amfibol, olivină) presupune o diferențiere magmatică într-o măsură mai mică, pe baza căreia putem deosebi însă două grupuri de roci mai importante, și anume: roci *dioritmagmatice*, dezvoltate pe o suprafață mai mare atît în sectorul Neagra, cît și în Dorna, și roci *gabbromagmatice*, cu o suprafață mai restrînsă, numai în sectorul Dorna (Ciungeți).

Deosebiri mai esenţiale arată structura rocilor, pe baza căreia putem distinge următoarele tipuri de roci (luînd în considerare şi procentul diferitelor minerale leucocrate şi melanocrate): 1. roci cu structură granulară (diorite); 2. roci cu structură holocristalină-porfirică (porfire dioritice şi gabbroporfirite); 3. roci cu structură porfirică (andezite cu hornblendă şi cu piroxeni şi andezite cu piroxeni) şi 4. roci cu structură bazaltică (bazalte).

În sectorul Neagra, în împrejurimile Dumitrelului, rocile dioritice formează un masiv central, care spre vîrful Haitii trec în roci cu structură holocristalină-porfirică şi andezitică, ce de multe ori prezintă şi alterări. În împrejurimea vîrfului Haitii, însă, apar din nou roci dioritice.

După O. Nichita (4), andezitele alterate sînt roci efuzive mai vechi, iar dioritele (de exemplu, dioritul de la Haitii) sînt menţionate de autor ca filoane intruse în andezite alterate. După Z. Török (7), însă, porfirele dioritice şi andezitele nu sînt altceva decît partea marginală a masivului dioritic, care s-a consolidat de asemenea sub un postament încă la o presiune şi temperatură mai scăzute şi, ca atare, formează partea organică din formaţiunea subvulcanică.

După Z. Török[1]) subvulcanii din Călimani sînt consideraţi ca formaţiuni de mică adîncime (între 0 şi 2 km). Mai recent unii cercetători[2]) — pe baza analogiei din Munţii Gurghiului — pun la îndoială existenţa formaţiunii subvulcanice din Călimani. După părerea noastră, nu se pot supraevalua (mărimea şi suprafaţa de întindere) aceste formaţiuni, dar nici nu se poate nega existenţa lor.

În timpul cercetărilor noastre din 1954, la obîrşia izvoarelor Neagra, la Pădurea Verde, s-au mai găsit roci dioritice, care se aşază sub formă de bandă în porfire dioritice şi andezite. În unele locuri se observă o separare netă între rocile cu structuri deosebite; în alte locuri, structura dioritelor prezintă o trecere gradată spre rocile porfirice. Între rocile cu structuri diferite se observă chiar şi o diferenţiere mai mică, şi anume: rocile dioritice conţin piroxeni (augit, hipersten), pe cînd în cele andezitice pe lîngă piroxeni mai apare şi hornblenda.

Pe baza cercetărilor microscopice s-ar putea presupune că rocile dioritice şi eventual porfirele dioritice de aici sînt filoane intruse în andezite alterate, cu toate că — în literatură — se menţionează cazuri de trecere gradată între structurile andezitice şi dioritice.

În afară de dioritele sus-menţionate, în sectorul Dorna — pe lîngă porfirele dioritice (vîrful Buba) şi andezitele cu piroxeni predominante — mai apare un petic de diorit în Muntele Struniorul, iar în împrejurimile Ciungeţilor aflorează petice de gabbroporfirite şi bazalte.

Tabelul recapitulativ nr. 1 prezintă tipul, ocurenţa rocilor, frecvenţa legilor de maclă, precum şi chimismul feldspaţilor din roci determinate cu ajutorul măsuţei Fedorov.

Din tabel se vede că conţinutul în An al feldspaţilor variază de la un tip de rocă la altul, menţinîndu-se însă bazicitatea. În general, feldspaţii

[1]) Z. Török, *Dovezile existenţei formaţiunii subvulcanice în M-ţii Călimani* (manuscris).

[2]) D. Rădulescu, *Probleme ale vulcanismului terţiar în Munţii Călimani—Gurghiu—Harghita*, Stud. şi cercet. geol., 1962, t. VII, nr. 2, 355—368.

din diorite și din alte roci imprimă rocilor din sectorul Neagra o bazicitate mai mică, în comparație cu rocile din sectorul Dorna (cu excepția porfirodioritelor de la Buba) care sînt mai bazice.

Rocile alterate. Rocile cu alterări mai profunde (propilitizate, caolinizate, silicifiate și impregnate cu minerale opace) sînt legate de anumite zone, care, începînd din valea Tihu, prin obîrșia izvoarelor Dorna, se întind în direcție aproape vest-est pînă în sectorul Neagra. În sectorul Dorna, aceste roci prezintă propilitizări mai profunde, cu silicifieri și cu impregnații de pirită, care în valea Colbu (spre Colibița) sînt asociate cu filoane de galenă și de blendă. În sectorul Neagra (în dreptul Negoiului Romînesc) zona alterată se lățește și rocile trec la varietăți complet silicifiate și caolinizate cu intercalații mai mici sau mai mari de limonită. Partea aceasta este mai tectonizată, prezentînd anumite zone piritizate mai mult sau mai puțin extinse, legate de formarea filoanelor de brecii tectonice (filonul Jancu), cu turmalină, hematită, baritină, hidrohematită și sulf (9).

CARACTERIZAREA RADIOACTIVITĂȚII ROCILOR STUDIATE

Metodica experimentală

Măsurarea radioactivității rocilor s-a făcut cu ajutorul unui contor Geiger-Müller tip VA-Z-410 pentru raze β și γ, prevăzut cu un dispozitiv descris de A. Szabó (5), alcătuit dintr-un șlif normal, pe care se fixează vasul cilindric de sticlă, destinat probelor de analizat. Contorul a fost cuplat cu un numărător de impulsuri tip vacutronic. Proba de rocă se pulverizează sub mărimea de 0,5 mm, la care activitatea măsurată nu mai depinde de dimensiunile granulelor, și se trece în vasul cilindric de sticlă, care înconjură contorul. Vasul de sticlă este confecționat din sticlă Jena-term care nu conține substanțe radioactive. Pulberea trebuie să acopere complet tubul contorului. În aceste experiențe, probele au un volum de circa 80 cm³. Dimensiunile vasului (fig. 1) sînt astfel alese, încît grosimea stratului de pulbere din jurul contorului depășește grosimea de saturație, peste care activitatea măsurată nu depinde de greutatea și densitatea substanței.

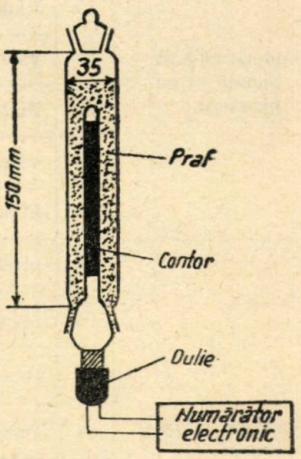


Fig. 1. — Schița dispozitivului folosit la măsurarea radioactivității rocilor.

În aceste condiții se înlătură necesitatea cîntăririi probelor de analizat, rezultatele referindu-se — după o etalonare prealabilă a dispozitivului — la conținutul procentual în substanțe radioactive al probei.

Etalonarea instalației s-a făcut prin amestecul de steatită inactivă și clorură de potasiu p.a. cu compoziție cunoscută.

Tabelul

Tipul de rocă, ocurența, frecvența legilor de

Tipul de rocă	Nr. crt.	Legile de maclă, frecvența și conținutul în An / Ocurența	Karlsbad		Albit-Karlsbad	
			%	An %	%	An %
Diorit	1	Pădurea Verde	15	50	20	50
	2	Dumitrelul	50	52—60	20	48—55
	3	vîrful Haitii	10	55—60	35	55—60
	4	Muntele Struniorul	20	60—70	25	60—70
Porfirite dioritice	5	Buba	35	45—65	30	45—55
	6	vîrful Struniorul	25	60—75	35	60—70
	7	izvorul Dumitrelului	20	70	30	65—70
Gabbroporfirit	8	Ciungeți	30	70—75	20	65—72
Andezit cu hornblendă și cu piroxeni	9	Buba	40	55—65	30	60
	10	Pădurea Verde	31	58—65	38	50—65
	11	valea Dornei	33	50—70	33	50—70
	12	Piatra Mare	33	58—70	27	55—70
	13	valea Vorova	30	60—70	32	60—70
	14	Piciorul Popii	25	50—70	33	50—70
Andezit cu piroxeni	15	pîrîul Jancu	28	50—60	33	50—65
	16	izvorul Dornei	33	50—65	33	50—65
	17	Bistriciorul	30	60	30	50—60
	18	Piciorul Popii	33	55—70	33	55—70
	19	Piatra Zuzurgeu	35	55—65	30	50—65
	20	valea Comîrlenț	33	60—70	33	60—70
	21	vîrful Struniorul	30	65—70	30	65—70
Bazalt	22	pîrîul Ciungeți	25	65—70	25	75

nr. 1

maclă şi conţinutul în anortit al plagioclazilor

Albit		Albit-Ala		Aclin		Ala		Media conţinutului în An
%	An %	%	An %	%	An %	%	An %	
50	40—45	15	40—48	—	—	—	—	46,6
10	60—65	10	50	5	60—65	5	50—60	56,2
30	55	20	60	5	55—60	—	—	56,5
30	60—65	10	65	5	60—65	10	70	65,0
—	—	20	50—65	10	50	5	45	51,5
—	—	—	—	40	60—65	—	—	65,7
—	—	20	65—75	20	62—70	10	65	68,1
—	—	—	—	30	50—65	—	—	59,2
31	55—65	—	—	—	—	—	—	59,7
34	50—70	—	—	—	—	—	—	60,0
33	55—70	7	60	—	—	—	—	62,2
38	60—70	—	—	—	—	—	—	65,0
42	50—65	—	—	—	—	—	—	65,8
33	50—60	6	60	—	—	—	—	59,9
34	50—65	—	—	—	—	—	—	57,5
10	50—60	30	60—62	—	—	—	—	57,7
34	50—65	—	—	—	—	—	—	59,1
35	55—65	—	—	—	—	—	—	59,2
29	60—65	5	65	—	—	—	—	69,4
20	65—70	20	70	—	—	—	—	68,4
—	—	—	—	—	—	—	—	—
30	65	10	70	10	65—70	—	—	69,0

Luînd în considerare că, datorită izotopului său K^{40} prezent într-o abundenţă constantă de 0,0119%, un gram de potasiu are aceeaşi activitate γ ca şi $0{,}8 \cdot 10^{-10}$ g radiu, s-a trasat o curbă de etalonare a instalaţiei reprezentînd procentele de gram echivalenţă radiu în funcţie de numărul de impulsiuni înregistrate.

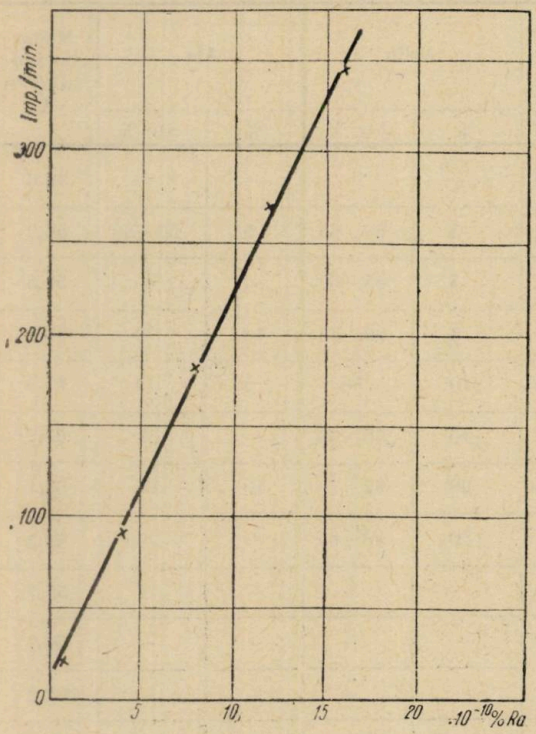


Fig. 2. — Curba de etalonare a instalaţiei.

Cu ajutorul acestei diagrame de etalonare, radioactivitatea rocilor studiate poate fi exprimată în mod unitar în procente echivalente gRa, respectiv în gRa la un gram de rocă pulverizată.

În tabelul nr. 2 sînt trecute datele experimentale obţinute prin măsurători.

Metoda prezentată mai sus dă rezultate mai bune decît metoda anterioară, elaborată tot de noi (10). Pentru a se vedea diferenţa dintre cele două măsurători, în tabelul nr. 3 redăm comparativ cîteva analize ale probelor provenite din Munţii Gurghiului de nord, efectuate cu ambele metode.

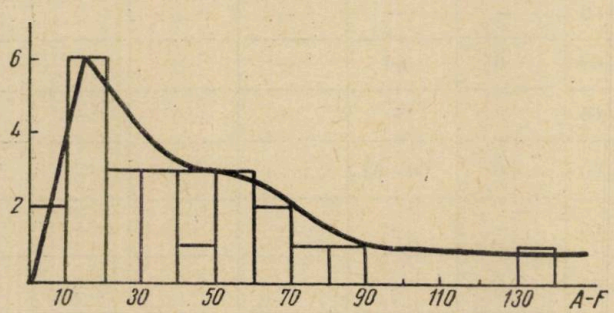


Fig. 3. — Curba de frecvenţă a radioactivităţii (A—F) a rocilor subvulcanice din Călimanii de nord.

După cum s-a arătat în studiul rocilor vulcanice din Gurghiul de nord, între chimismul şi radioactivitatea rocilor există o strînsă relaţie. Pentru o mai bună privire de ansamblu, am întocmit cîteva diagrame. În figura 3 dăm curba de frecvenţă a radioactivităţii rocilor din

Tabelul nr. 2

Datele experimentale rezultate din măsurători

Nr. crt.	Ocurența	Fondul cosmic imp./min. F	Activitatea totală A	Activitatea rocii A – F	$\frac{A}{F}$	Echivalenți g Ra/g rocă $\cdot 10^{-12}$ g Ra	Tipul de rocă
1	Pădurea Verde	10,5	78	67,5	7,4	2,8	
2	Dumitrelul	11,4	65,9	54,5	5,7	2,2	diorit
3	vîrful Haitii	10,5	64	53,5	6,0	2,0	
4	Muntele Struniorul	11,5	32,5	21	2,8	0,2	
5	Buba	11,4	143	131,6	12,5	5,8	
6	vîrful Struniorul	11,5	44,5	33	3,8	1,1	porfir diorit
7	izvorul Dumitrelului	11,5	89,3	77,8	7,7	3,1	
8	Ciungeți	11,5	27,9	16,4	2,4	0,1	gabbroporfirit
9	Buba	11,4	57,0	45,6	5,0	1,6	
10	Pădurea Verde	11,4	42,8	31,4	3,7	1,0	
11	valea Dornei	11,4	44,6	33,2	3,9	1,2	andezit cu hornblendă și piroxeni
12	Piatra Mare	11,4	28,6	17,2	2,5	0,1	
13	valea Vorova	14,4	46,8	35,3	4,1	1,2	
14	Piciorul Popii	11,5	26,5	15	2,3	0,1	
15	pîrîul Jancu	10,5	78,5	68	7,4	2,8	
16	izvorul Dornei	11,5	64,8	53,3	5,6	2,1	
17	Bistriciorul	10,5	29,2	18,7	2,7	0,91	
18	Piciorul Popii	11,5	32,5	21	2,8	0,2	andezit cu piroxeni
19	Piatra Zuzurgeu	10,5	30,5	20	2,9	0,2	
20	valea Comîrlenț	11,9	63,3	54,9	5,8	2,4	
21	vîrful Struniorul	11,4	29,9	18,5	2,6	0,2	
22	Ciungeți	11,5	25,7	14,2	2,2	0,1	bazalt cu turmalină
23	filon Jancu	11,4	79,4	86	8,5	3,6	rocă și hematită
24	filon Jancu prelungirea sudică	10,5	37,5	27	3,7	0,6	baritină
25	Negoiul Romînesc	11,4	21,0	9,6	1,8	—	rocă alterată (cuarțit-caolin)
26	Negoiul Romînesc	11,5	13,8	2,3	1,2	—	limonit

Tabelul nr. 3

Datele comparative ale analizelor efectuate prin cele două metode

Ocurenţa	Fond cosmic imp./min F	Activitatea totală A	Activitatea rocii A—F	A/F	Observaţii
Piciorul Smidii	113	135	22	1,19	prima metodă
„ „	11,5	64,8	53,3	5,6	a doua metodă
Vîrful Fîncel	113	130	17	1,15	prima metodă
„ „	11,5	36,0	24,5	3,1	a doua metodă

tabelul nr. 2, remarcîndu-se asimetria curbei cu maximum de frecvenţă între activităţile 10—20 imp./min. (A—F). Flancul stîng al curbei este abrupt, pe cînd cel drept se prelungeşte cu o oarecare frecvenţă pînă la 60—70 imp./min., în unele cazuri chiar pînă la 140—150 imp./min.

În figura 4 este redată radioactivitatea rocilor în funcţie de chimismul lor. Pe abscisă este reprezentat chimismul rocilor exprimat prin media procentuală în anortit, iar pe ordonată, radioactivitatea lor, ex-

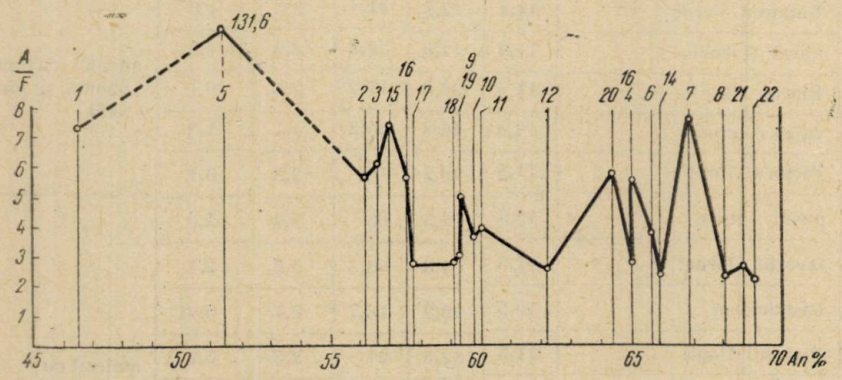


Fig. 4. — Radioactivitatea $\left(\frac{A}{F}\right)$ rocilor subvulcanice în funcţie de chimismul lor (cifrele reprezintă ocurenţele din tabelul nr. 1).

primată prin raportul $\frac{A}{F}$. Cifrele din extremităţile ordonatelor exprimă ocurenţa rocilor din tabelul nr. 1. După cum s-a constatat şi cu ocazia cercetărilor rocilor masive din Gurghiul de nord, precum şi după cum rezultă din datele bibliografice (1), (2), (3), în rocile subvulcanice din Călimanii de nord se observă, de asemenea, o oarecare tendinţă de concentrare a elementelor radioactive în rocile cu caracter chimic mai acid.

Distribuţia radioactivităţii (A—F) în funcţie de chimismul rocilor este reprezentată în figura 5. În afară de cîteva excepţii, se observă acelaşi lucru

ca și în cazul anterior și anume o oscilație mare a radioactivității. Radioactivitatea este însă în general mai accentuată la tipurile de roci cu chimism mai acid, fără însă să putem observa vreo relație între felul ro-

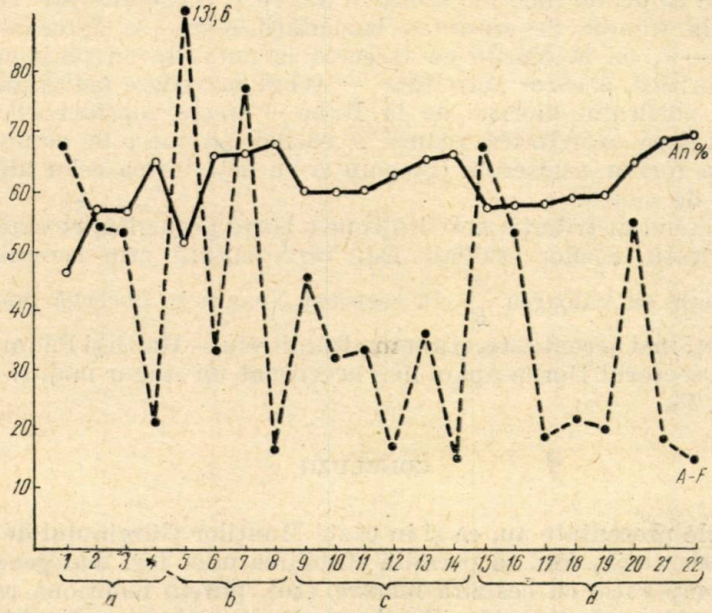


Fig. 5. — Radioactivitatea și chimismul rocilor în funcție de structura și felul conținutului elementelor feromagneziene (a se vedea și cifrele din tabelul nr. 1). *a*, Diorite; *b*, porfire dioritice și gabbroporfirite; *c*, andezite cu hornblendă și cu piroxeni; *d*, andezite cu piroxeni și bazalte.

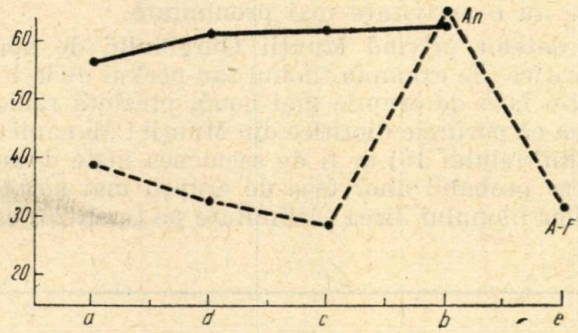


Fig. 6. — Variația mediilor numerice ale radioactivității în funcție de conținutul în An la cele patru tipuri de roci, filonul Jancu și rocile alterate.

cilor, procentul conținutului în minerale feromagneziene sau în radioactivitatea rocilor. Eventual la porfirele dioritice oscilațiile radioactivității

sînt mai accentuate, iar la andezitele cu hornblendă şi cu piroxeni prezintă activitate mai mică cu oscilaţii mai puţin accentuate.

În figura 6 sînt reprezentate mediile aritmetice ale radioactivităţii celor patru tipuri de roci, ale filonului Jancu şi rocile alterate. Se observă şi aici — în funcţie de creşterea bazicităţii rocii — o oarecare coborîre a liniei A—F, de la diorite cu trecerea la andezite cu piroxeni pînă la porfire dioritice, a căror activitate — avînd în vedere activitatea excepţională a porfirului dioritic de la Buba — creşte considerabil. Este de menţionat însă activitatea redusă a rocilor alterate, în comparaţie cu activitatea rocilor nealterate (precum şi cu activitatea celor alterate din Gurghiul de nord).

Analizînd distribuţia activităţii pe o hartă geologică, pe care valoarea radioactivităţii rocilor studiate este reprezentată prin cercuri cu raze proporţionale cu valoarea $\frac{A}{F}$, în sectorul Neagra se observă două noduri de activităţi mai accentuate, şi anume Dumitrelul—Haitii şi Pădurea Verde, pe cînd în sectorul Dorna apare mai accentuat un singur nod, şi anume la Buba (fig. 7).

CONCLUZII

Datele prezentate au, ca şi în cazul Munţilor Gurghiului de nord, un caracter orientativ, fără să permită stabilirea unor legi mai generale. Totuşi, în comparaţie cu cealaltă lucrare (10), putem menţiona că metoda experimentală perfecţionată — din lucrarea de faţă — ne furnizează date cu mult mai exacte şi reale.

Ca o concluzie generală putem afirma că rocile cu un caracter mai acid — cu cîteva excepţii — prezintă o radioactivitate mai accentuată. Radioactivitatea rocilor cu structură granulară este mai mică, iar rocile porfiro-dioritice au o activitate mai pronunţată.

Pe baza datelor privind Munţii Gurghiului de nord s-a stabilit că porfirele dioritice (de exemplu filonul sau neckul de la Piciorul Smidii), provenite dintr-o fază de erupţie mai nouă, prezintă radioactivitate mai mare; s-ar părea că porfirele dioritice din Munţii Călimanii de nord (Buba 5 şi izvorul Dumitrelului 16) ar fi de asemenea nişte dykuri sau neckuri (care se datoresc probabil unor faze de erupţii mai noi), mai ales că şi activitatea rocilor filonului Jirca (delimitate pe teren 23) este apreciabilă.

Fig. 7. — Harta geologică-radiologică a rocilor subvulcanice din Munţii Călimanii de nord.

Legenda 1. Roci subvulcanice; *2.* zone mai profund alterate în masivul subvulcanic; *3.* roci sedimentare (oligocen superior); *4.* dykuri andezitice; *5.* neckuri; *6.* piroclastite vulcanice; *7.* lave andezitice; *8.* tufoide vulcanice; *9.* valoarea activităţii $\left(\text{fiecare cerc are raze egale cu 1/4 din valoarea } \frac{A}{F}\right)$. Cercurile cu linii neîntrerupte = activitatea dioritelor; cercurile cu linii întrerupte = activitatea dioritporfiritelor şi gabbroporfiritelor; cercurile cu linii şi puncte = activitatea andezitelor cu hornblendă şi cu piroxeni; cercurile cu puncte = activitatea andezitelor cu piroxeni şi a bazaltelor; cercurile dinţate = activitatea rocilor din filonul Jancu şi a celor alterate (silicifiate şi limonitizate).

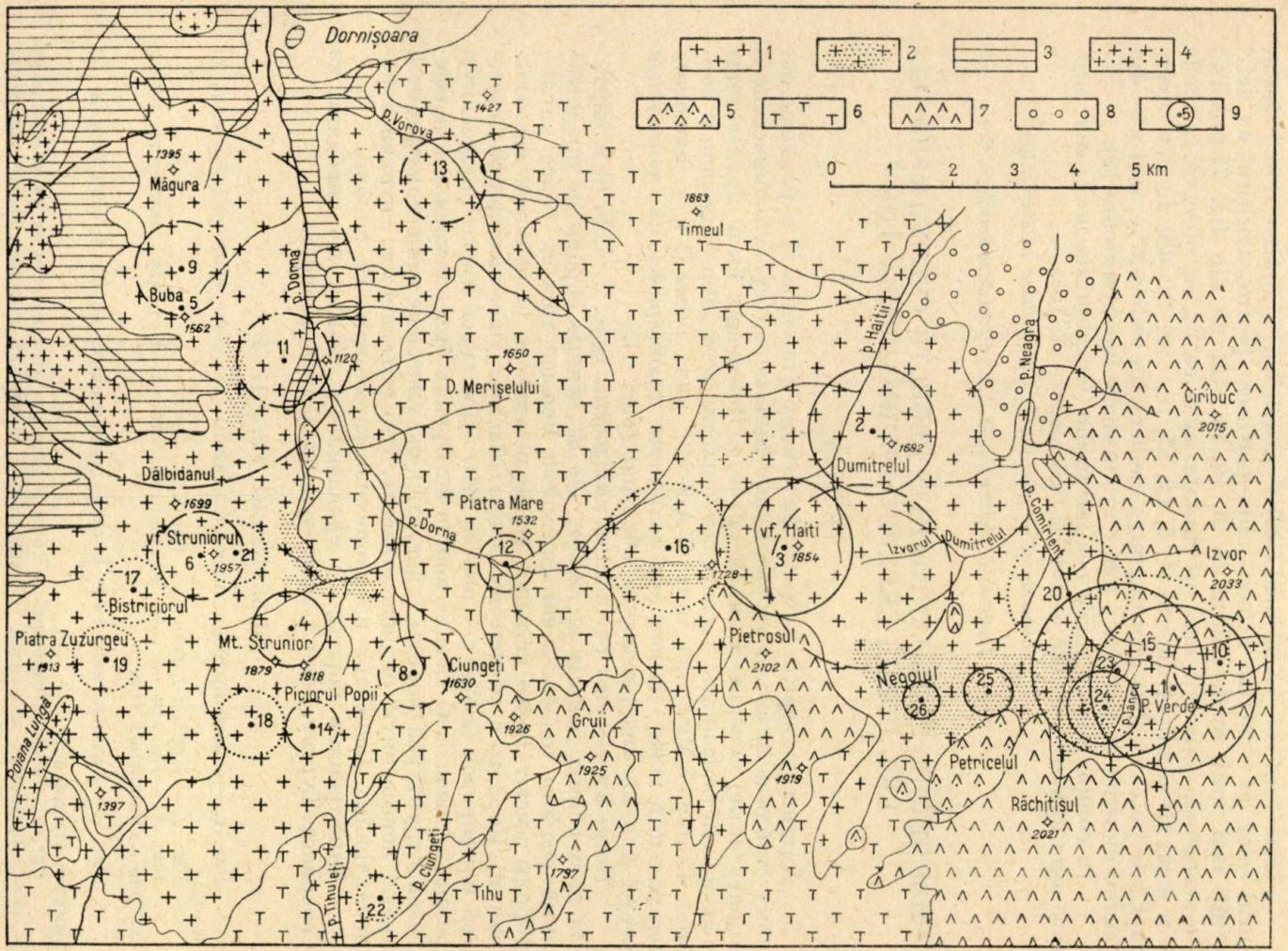

Dornișoara
Măgura
Buba
Dălbidanul
vf. Struniorul
Bistriciorul
Piatra Zuzurgeu
Mt. Strunior
Piciorul Popii
Poiana Lungă
Ciungeți
Gruii
Tihu
D. Merișelului
Piatra Mare
Timeul
Dumitrelul
vf. Haiti
Pietrosul
Negoiul
Petricelul
Răchitișul
Izvor
Ciribuc
P. Verde
p. Vorova
p. Dorna
p. Haitii
p. Neagra
p. Comirlent
p. Jan
p. Tihuleți
p. Ciungeți
Izvorul Dumitrelul
0 1 2 3 4 5 Km

Fig. 7.

Interesant este că în jurul rocilor cu structuri granulare şi mai ales în jurul celor cu structuri holocristaline-porfirice (porfire dioritice) cu activităţi mai mari, rocile andezitice (9, 10, 11, 16, 20 din fig. 7) prezintă de asemenea activităţi mai pronunţate, ceea ce nu se observă la rocile din jurul Muntelui Struniorul (4, 6, 14, 17, 18, 19, 21 din fig. 7). Acest fapt s-ar putea explica prin migrarea elementelor radioactive, mai ales din porfire dioritice cu activitate mai mare în rocile înconjurătoare (2).

În comparaţie cu rocile nealterate din Gurghiul de nord, cele alterate din Călimani prezintă activităţi mai scăzute (1, 10).

Laboratorul de petrografie, Universitatea „Babeş-Bolyai"
şi
Institutul de fizică atomică, Laboratorul de radioizotopi, Cluj

К ИЗУЧЕНИЮ РАДИОАКТИВНЫХ СВОЙСТВ СУБВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД СЕВЕРНО-КЭЛИМАНСКИХ ГОР

РЕЗЮМЕ

Авторы подвергли петрографическому (таблица 1) и радиоактивному (таблица 2) анализам различные типы пород (субвулканические и выветренные) Северно-Кэлиманских гор. Измерения были произведены усовершенствованными экспериментальными методами (с помощью контора Гейгер — Мюллера типа VA-Z-410 для лучей β и γ, имеющих нормальный шлиф, на котором находится цилиндрический стеклянный сосуд для анализированного образца) (рис. 1).

Были выполнены различные диаграммы (рис. 3, 4, 5, 6) и карта. Из полученных данных вытекает, что изученные породы не представляют особого практического интереса. Вообще говоря, более кислые породы имеют более сильную радиоактивность (с редкими исключениями). Породы с зернистой (диориты) и тем более голокристаллической порфировой (диорит — порфириты) структурой имеют повышенную радиоактивность. С химической точки зрения более основные с порфировой структурой породы (андезиты), окружающие диорит-порфириты, имеют повышенную радиоактивность. Это объясняется миграцией радиоактивных элементов из диорит-порфиритов в эти породы.

Выветренные породы по сравнению с такими же породами из Северного Тургиу, имеют пониженную радиоактивность.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Схема прибора, использованного для измерения радиоактивности пород.

Рис. 2. — Кривая вымерения прибора.

Рис. 3. — Кривая частоты радиоактивности (A—F) субвулканических пород Северно-Кэлиманских гор.

Рис. 4. — Радиоактивность $\left(\frac{A}{F}\right)$ субвулканических пород в зависимости от химизма (таблица 1).

Рис. 5. — Радиоактивность и химизм пород в зависимости от их содержания в железомагниевых элементах (смотри также цифры из таблицы 1). *a* — диориты;

b — диорит-порфириты и габбро-порфириты; *c* — андезиты с роговой обманкой и пироксинами: *d* — андезиты с пироксинами и базальты.

Рис. 6. — Вариация средних чисел радиоактивности в зависимости от содержания в An во всех четырех типах пород жилы Жанку, а также в выветренных породах.

Рис. 7. — Геолого-радиологическая карта субвулканических пород Северно-Кэлиманских гор. *Легенда*: *1* — субвулканические породы; *2* — сильно выветренные зоны субвулканического массива; *3* — осадочные породы (верхний олигоцен); *4* — андезитовые дайки; *5* — нэки; *6* — вулканические пирокласты; *7* — андезитовые лавы; *8* — вулканические туфоиды; *9* — величина радиоактивности (каждый круг имеет радиус равный $\frac{1}{4}$ величины $\frac{A}{F}$. Круги, нарисованные полными линиями, — радиоактивность диоритов; круги, нарисованные прерывистыми линиями, — радиоактивность диорит - порфиритов и габбро - порфиритов; круги, нарисованные точками, — радиоактивность андезитов с пироксинами и базальтами; зубчатые круги — радиоактивность пород жилы Жанку и выветренных пород (окремненных и лимонитизированных).

CONTRIBUTION À LA CONNAISSANCE DES PROPRIÉTÉS RADIO-ACTIVES DES ROCHES SUBVOLCANIQUES DES MONTS CĂLIMANII DE NORD

RÉSUMÉ

Les auteurs ont soumis aux analyses pétrographique (tableau 1) et radio-active (tableau 2) les roches de divers types (subvolcaniques), dont quelques-unes altérées, des monts Călimanii de nord. Les mesures ont été effectuées par des méthodes expérimentales perfectionnées (au moyen d'un compteur de Geiger-Müller du type VA-Z-410 pour rayons bêta et gamma, pourvu d'un rodage normal auquel est fixé le récipient cylindrique en verre, nécessaire à l'analyse des échantillons (fig. 1).

Pour avoir une vue d'ensemble, les auteurs ont construit plusieurs diagrammes (fig. 3, 4, 5, 6) et une carte. Les données obtenues permettent de tirer les conclusions suivantes : Les roches ne présentent aucune importance pratique. En général, les roches plus acides accusent une activité plus prononcée (à quelques exceptions près). Les roches à structure granulaire (diorites) et surtout les roches à structure holocristalline porphyrique (diorite-porphyrites) possèdent une radio-activité plus forte. Les roches qui entourent les diorite-porphyrites sont douées d'une structure porphyrique et ont, au point de vue chimique, un caractère plus basique (andésites). Elles possèdent en même temps une radio-activité plus accentuée qui s'explique par la migration des éléments radio-actifs contenus dans les diorite-porphyrites. Dans les roches altérées — par comparaison avec celles des monts Gurghiul de nord — la radio-activité est plus faible.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Schéma du dispositif utilisé pour la mesure de la radio-activité des roches.

Fig. 2. — Courbe d'etalonnage de l'installation.

Fig. 3. — Courbe de fréquence de la radio-activité (A—F) des roches subvolcaniques des monts Călimanii de nord.

Fig. 4. — Radio-activité $\left(\frac{A}{F}\right)$ des roches subvolcaniques en fonction de leur chimisme (les chiffres représentent les occurences données dans le tableau 1).

Fig. 5. — La radio-activité, le chimisme des roches en fonction de la structure et de la nature du contenu des éléments ferromagnésiens (voir aussi les chiffres dans le tableau 1).

a — Diorites ; *b* — porphyres dioritiques et gabbro-porphyrites ; *c* — andésites à hornblende et pyroxènes ; *d* — andésites à pyroxènes et basaltes.

Fig. 6. — Variation des moyennes numériques de la radio-activité en fonction de la teneur en An, pour les quatre types de roches, le filon Jancu et les roches altérées.

Fig. 7. — Carte géologico-radiologique des roches subvolcaniques des monts Călimanii de nord.

Légende. 1 — Roches subvolcaniques ; *2* — zones plus profondément altérées dans le massif subvolcanique ; *3* — roches sédimentaires (Oligocène supérieur) ; *4* — dykes andésitiques ; *5* — necks ; *6* — pyroclastites volcaniques ; *7* — laves andésitiques ; *8* — tuffites volcaniques ; *9* — valeur de l'activité (le rayon de chaque cercle est égal à 1/4 de la valeur de $\left(\frac{A}{F}\right)$.

Cercles en traits pleins — activité des diorites ; cercles en traits interrompus — activité des diorito-porphyrites et des gabbro-porphyrites ; cercles en traits et points — activité des andésites à hornblende et à pyroxènes ; cercles en pointillé — activité des andésites à pyroxènes et des basaltes ; cercles dentés — activité des roches du filon Jancu et des roches altérées (silicifiées et limonitisées).

BIBLIOGRAFIE

1. BALKAI B., *A radiológia alapvető elvei és tényei*, Földt. Közl., 1953, **LXXXIII**, *4—6*.
2. FERSMAN A., *Geochemische Migration der Elemente. II. Die Uran-Vanadium Grube Tuja-Mujun in Turkestan 1930*.
3. FÖLDVARI A., *The geochemistry of radioactive substances in the Mecsek Mountains*, Acta Geologica, 1952, **I**, *1—4*.
4. NICHITA O., *Studiu petrografic şi chimic al regiunii Văilor Neagra şi Haita din Masivul Munţilor Călimani, jud. Cîmpulung*, Iaşi, 1934.
5. SZABÓ A., *Metoda radiometrică pentru selecţionarea feldspaţilor potasici în industria ceramică*, Industria uşoară, 1960, **VII**, *9*.
6. TÖRÖK Z., *Vulcanologia şi stratigrafia Călimanilor de nord-est şi tehnica întregului masiv*, Dări de seamă Com. geol., 1956, **XXXIX**.
7 — *Date noi asupra naturii maselor subvulcanice în Munţii Călimani*, Dări de seamă Com. geol., 1957, **XL**.
8. — *Problemele teoretice şi practice ale metodei faciesurilor complexe*, Stud. şi cercet. şt., seria geol.-geogr., Acad. R.P.R., Filiala Cluj, 1957.
9. TREIBER I., *Hematita din Munţii Călimani (Sectorul izvoarelor Neagra)*, Stud. şi cercet. şt., seria geol.-geogr., Acad. R.P.R., Filiala Cluj, 1957.
10. TREIBER I. şi SZABÓ A., *Consideraţii asupra proprietăţilor radioactive ale rocilor eruptive masive din Munţii Gurghiului de nord*, acest volum.

STUDII MORFOGENETICE ASUPRA CRISTALELOR DE BARITINĂ DE LA COPĂCENI

DE

IOSIF IMREH şi GABRIELA IMREH

Comunicare prezentată de academician M. SAVUL în şedinţa din 13 noiembrie 1962

Baritina din această ocurenţă a fost descrisă pentru prima oară de K. Zimányi (9). În lucrarea sa, Zimányi se ocupă de baritină foarte sumar, studiind un număr redus de cristale. Pe cristalele de baritină de la Copăceni, autorul citat a găsit următoarele forme :

c {001}, b {010}, a {100}, o {011}, l {104}, d {102}, u {101}, m {110}, z {111}, y {122}, μ {124}, ξ {142}.

În afară de enumerarea formelor, Zimányi aminteşte numai faptul că cristalele de baritină colectate au un habitus tabular alungit după axul cristalografic „a".

În anul 1960 noi am întreprins un studiu detaliat al cristalelor de baritină din această ocurenţă. Cu ocazia acestor cercetări, am reuşit să colectăm numeroase cristale din care am studiat 847, avînd astfel posibilitatea să întocmim date statistice referitoare la habitusul cristalelor, mărimea formelor, persistenţa lor şi alte date ce caracterizează cristalele de baritină din această ocurenţă. Pe baza acestor date am putut studia legătura dintre structura internă a baritinei şi morfologia ei externă. În bibliografia de specialitate astfel de studii asupra baritinei sînt foarte incomplete, şi de aceea, în prezenta lucrare vom încerca să aducem contribuţii noi la această problemă.

Referitor la studiul baritinei de la Copăceni, trebuie să menţionăm că acesta s-a făcut pe materialul colectat dintr-o singură ocurenţă, totuşi numărul mare de cristale studiate şi varietatea mare a diferitelor combinaţii ne-au dat posibilitatea să tragem concluzii generale asupra baritinei sedimentare.

Cristalele de baritină colectate de noi provin din calcarele bituminoase situate în vîrful Dealului Dăbăgău de lîngă Turda. Aici se află o deschidere care descoperă un banc de calcar bituminos cu o grosime de circa 5 m şi partea superioară a unui zăcămînt de gips ce se găseşte sub calcarul bituminos. În calcarul bituminos, la circa 80 cm de la bază, se află o zonă orizontală mineralizată cu baritină. Cristalele de baritină din această zonă — groasă de circa 10—20 cm — apar pe crăpăturile calcarului, dar mai ales pe pereţii golurilor din rocă. Atît calcarul bituminos cît şi gipsul sînt de vîrstă tortoniană.

DATELE STATISTICE ALE FORMELOR

Studiind 847 de cristale, am putut determina următoarele forme:

a {100}	b {010}	c {001}	o {011}	x {041}
u {101}	d {102}	l {104}	m {110}	λ {210}
z {111}	f {113}	y {122}	H {221}	Ξ {151}

Din studiul persistenţei formelor, am obţinut valorile prezentate în tabelul nr. 1.

Tabelul nr. 1

Valorile de persistenţă ale formelor

	Simbol	Indici	Valori de persistenţă
1	a	{100}	39,19
2	b	{010}	73,56
3	c	{001}	100,00
4	o	{011}	100,00
5	x	{041}	0,35
6	u	{101}	19,84
7	d	{102}	99,42
8	l	{104}	97,04
9	m	{110}	68,83
10	λ	{210}	0,35
11	z	{111}	0,94
12	f	{113}	0,24
13	y	{122}	3,07
14	H	{221}	0,12
15	Ξ	{151}	0,12

Din tabelul nr. 1 reiese că formele cristalelor de baritină de la Copăceni, din punctul de vedere al persistenţei, pot fi grupate în 4 categorii. În prima aparţin formele cu persistenţă foarte mare: {001}, {011}, {102}, {104} avînd valori între 97,04 şi 100. În a doua se grupează formele cu persistenţă mare: {010}, {110} cu valori cuprinse între 68,83 şi 73,56. În grupa a treia formele au persistenţă mijlocie şi mică: {100}, {101}, (39,19—19,84), iar în ultima grupă intră restul formelor cu valori de persistenţă foarte mici. Din valorile de persistenţă rezultă că cele mai frec-

vente cristale vor fi acelea care sînt alcătuite din forme cu persistență foarte mare. Tabelul nr. 2, cu combinațiile formelor la cristalele de baritină de la Copăceni, confirmă cele spuse.

Din tabel putem vedea că cele mai multe cristale (318) sînt alcătuite din formele: {001}, {102}, {104}, {110}, {011}, {010}, iar numărul cristalelor compuse din formele: {001}, {102}, {104}, {010}, {110}, {011}, {100} este mult mai redus (89). Restul combinațiilor apar în număr mult mai mic (de la 1 la 49). Aceasta dovedește dominația netă a cristalelor alcătuite din 6 forme. Este foarte important faptul că, din studiul nostru asupra materialului dintr-o singură ocurență, a reieșit clar această dominanță, fapt ce a fost de altfel remarcat și de Fr. Braun (1) în studiul său despre cristalele de baritină din lumea întreagă. Dominația cristalelor din 6 forme iese în evidență și mai bine dacă din tabelul cu combinații întocmim un alt tabel cu numărul formelor ce alcătuiesc un cristal (tabelul nr. 3).

Tabelul nr. 2

Combinațiile formelor la cristalele de baritină de la Copăceni

	c	l	d	b	m	o	y	a	λ	x	Ξ	H	z	u	f	Nr. cristalelor
1	c	l	d	b	m	o	—	—	—	—	—	—	—	—	—	318
2	c	l	d	—	m	o	—	a	—	—	—	—	—	—	—	33
3	c	l	d	b	m	o	y	—	—	—	—	—	—	—	—	6
4	c	l	d	b	m	o	y	a	λ	x	—	—	—	—	—	1
5	c	l	d	b	m	o	—	—	—	x	—	—	—	—	—	1
6	c	l	d	—	m	o	y	—	—	—	Ξ	—	z	—	—	1
7	c	l	d	—	m	o	y	a	—	—	—	—	—	—	—	1
8	c	l	d	—	m	o	y	a	—	—	—	—	z	—	—	1
9	c	l	d	—	m	o	y	a	—	x	—	—	z	—	—	1
10	c	l	d	b	m	o	y	a	—	—	—	H	z	—	—	1
11	c	l	d	b	m	o	y	a	—	—	—	—	—	—	—	2
12	c	l	d	—	m	o	y	a	λ	—	—	—	—	—	—	1
13	c	l	d	—	m	o	y	—	λ	—	—	—	—	—	—	1
14	c	l	d	—	m	o	—	—	—	—	—	—	—	—	—	49
15	c	l	d	b	—	o	—	—	—	—	—	—	—	—	—	42
16	c	l	d	b	—	o	—	a	—	—	—	—	—	—	—	41
17	c	l	d	—	—	o	—	—	—	—	—	—	—	—	—	43
18	c	l	d	b	m	o	—	a	—	—	—	—	—	—	—	89
19	c	l	d	—	—	o	—	a	—	—	—	—	—	u	—	39
20	c	l	d	—	—	o	—	a	—	—	—	—	—	—	—	12
21	c	l	d	b	—	o	—	a	—	—	—	—	—	u	—	67
22	c	l	d	b	m	o	—	a	—	—	—	—	—	u	—	29
23	c	l	d	—	m	o	y	a	—	—	—	—	—	u	—	1
24	c	l	d	—	m	o	y	—	—	—	—	—	—	—	—	1
25	c	l	d	—	m	o	y	—	—	—	—	—	z	—	—	1
26	c	l	d	—	m	o	—	a	—	—	—	—	—	u	—	8
27	c	l	d	b	m	o	y	a	—	—	—	—	—	u	—	3
28	c	l	d	b	m	o	y	—	—	—	—	—	z	—	—	2
29	c	l	d	b	—	o	—	—	—	—	—	—	—	u	—	20
30	c	l	d	b	m	o	y	a	—	—	—	—	—	u	f	1
31	c	l	d	—	m	o	y	a	—	—	—	—	z	—	f	1
32	c	—	d	—	m	o	—	—	—	—	—	—	—	—	—	25
33	c	l	—	—	m	o	—	—	—	—	—	—	—	—	—	5

Tabelul nr. 3

Numărul combinaţiilor şi cristalelor în funcţie de numărul formelor care alcătuiesc un cristal

Nr. formelor	Nr. combinaţiilor după Braun	Braun (%)	Nr. cristalelor după Imreh	Imreh (%)
4	10	5,4	73	8,6
5	19	10,3	103	12,2
6	24	12,9	452	53,4
7	21	11,3	174	20,5
8	20	10,8	37	4,3
9	17	9,2	5	0,6
10	11	5,9	3	0,3

În figura 1 am reprezentat grafic valorile cuprinse în tabelul nr. 3. Din tabelul nr. 3 şi din figura 1 se poate observa că numărul cristalelor alcătuite din 6 forme depăşeşte pe celelalte şi cu cît ne îndepărtăm de aceste combinaţii, numărul cristalelor scade.

Calculînd numărul diferitelor combinaţii, din tabelul nr. 2, vom vedea că cristalele alcătuite din 4 forme apar în 3 combinaţii diferite, cele din 5 forme în 3, cele din 6 forme în 6, cele din 7 forme în 8, cele din 8 forme în 7, cele din 9 forme în 3, iar cele din 10 forme apar în 3 combinaţii diferite. În această privinţă, rezultatele noastre diferă de ale lui B r a u n pentru că arată dominanţa combinaţiilor din 7 forme. În concluzie, putem spune că la cristalele de baritină de la Copăceni domină cristalele alcătuite din 6 forme şi a combinaţiilor diferite din 7 forme.

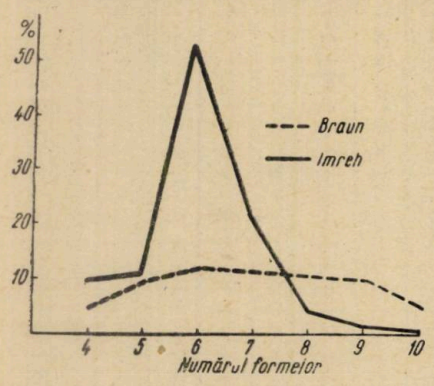


Fig. 1. — Reprezentarea grafică a datelor din tabelul nr. 3.

În ceea ce priveşte mărimea formelor cristalografice, acestea sînt caracterizate de valorile D, T şi S prezentate în tabelul nr. 4. Valoarea D reprezintă dominanţa formei, T caracterul de tranziţie, iar S caracterul subordonat al formelor. Modul de calculare, precum şi formula pe baza căreia s-au calculat aceste valori statistice sînt prezentate în alte lucrări (3), (4).

În figurile 2, 3, 4 şi 5 am reprezentat grafic valorile P, D, T şi S. Studiind aceste valori, putem constata că cele mai importante forme la cristalele de baritină de la Copăceni sînt : {001}, {010}, {102}, {104}, {011} şi {110}, avînd mari valori de persistenţă şi fiind singurele forme care pot să apară şi în mărime dominantă. În general, feţele acestor forme reflectă lumina perfect. Feţele formei {110} de multe ori sînt foarte fin corodate. Forma {010} prezintă un fenomen interesant : feţele dominante sînt fără excepţie corodate, pe cînd cele cu mărime subordonată reflectă lumina perfect. Restul formelor au o importanţă mai mică, datorită

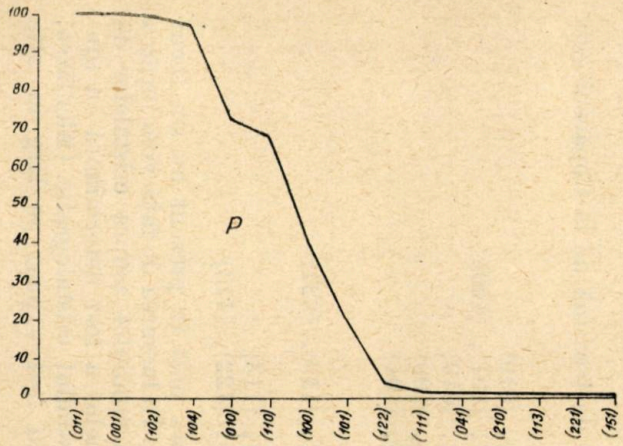


Fig. 2. — Valorile P.

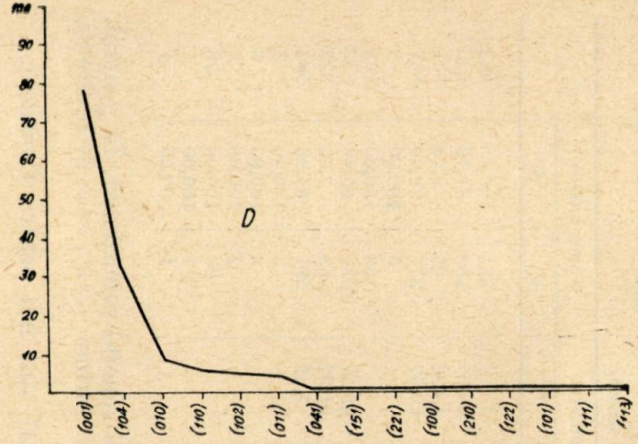


Fig. 3. — Valorile D.

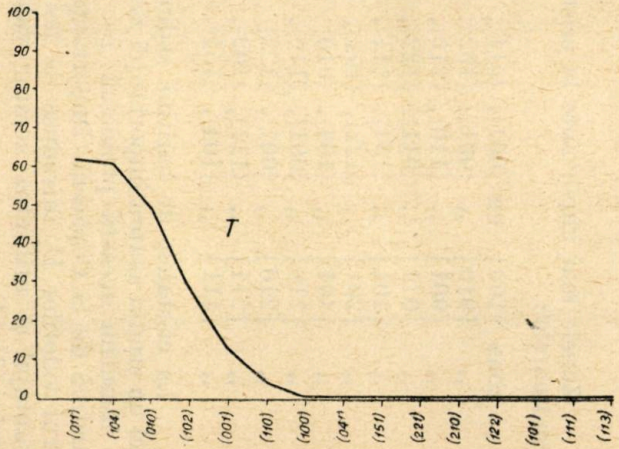


Fig. 4. — Valorile T.

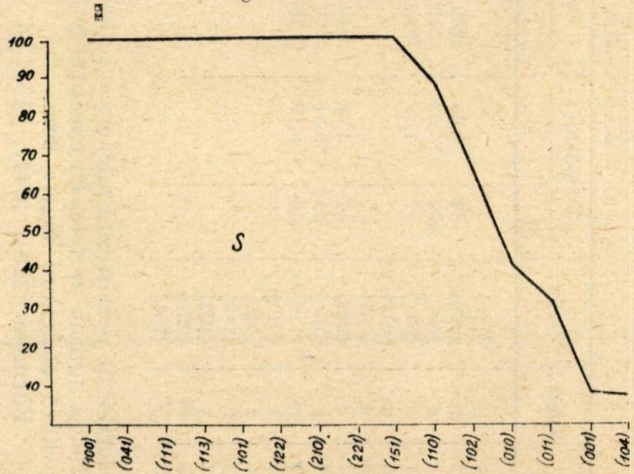


Fig. 5. — Valorile S.

Tabelul nr. 4

Datele statistice ale formelor

	Simbol	Index	Dominante		De tranziţie		Subordonate		n
			d	D	t	T	s	S	
1	a	{100}					332	100	332
2	b	{010}	54	8,66	309	49,59	260	41,73	623
3	c	{001}	666	78,63	112	13,22	69	8,14	847
4	o	{011}	37	4,37	533	62,92	277	32,70	847
5	x	{041}					3	100,00	3
6	u	{101}					168	100,00	168
7	d	{102}	42	4,98	249	29,57	551	65,44	842
8	l	{104}	250	30,41	509	61,92	63	7,66	822
9	m	{110}	36	6,19	26	4,45	521	89,36	583
10	λ	{210}					3	100,00	3
11	z	{111}					8	100,00	8
12	f	{113}					2	100,00	2
13	y	{122}					26	100,00	26
14	H	{221}					1	100,00	1
15	⊏	{151}					1	100,00	1

valorilor de persistenţă mici şi caracterului general subordonat. În general, reflectă lumina perfect, cu excepţia feţelor formei {210}, care de multe ori prezintă coroziuni foarte fine.

Formele {210}, {041}, {151} şi {221} sînt noi pentru Copăceni.

STUDIUL ZONELOR

Zonele mai importante la cristalele de baritină de la Copăceni sînt următoarele :

zona [100] cu {001}, {011}, {041}, {010}
„ [010] „ {001}, {102}, {104}, {101}, {100}
„ [001] „ {110}, {210}, {100}, {010}
„ [011] „ {011}, {122}, {111}, {100}
„ [101] „ {151}, {111}, {010}, {101}
„ [201] „ {122}, {102}, {010}
„ [401] „ {104}, {010}
„ [110] „ {001}, {110}, {111}, {113}, {221}
„ [210] „ {001}, {122}
„ [211] „ {111}, {102}, {011}, {113}
„ [411] „ {104}, {151}, {011}, {122}, {113}

La cristalele de baritină sedimentară pînă în prezent nu s-a făcut nici un studiu asupra importanţei zonelor. În lucrarea de faţă vom încerca să lămurim această problemă pe baza studiului asupra cristalelor de baritină de la Copăceni. Importanţa zonelor a fost determinată cu ajutorul valorilor D_z introduse de noi în studiul cristalografic. Calcularea, avantajul şi utilitatea acestor valori au fost expuse pe larg în alte lucrări (3), (4).

Pe baza valorilor D_z — prezentate în tabelul nr. 5 și figura 6 — putem constata că cea mai importantă zonă la cristalele de baritină de la Copăceni este [010], urmînd în continuare [100], [110], [401], [411], [001], [201] și [211].

Importanța zonei [010] este scoasă în evidență nu numai de valoarea D_z, ci și de valorile T, care sînt relativ mari în raport cu valorile S. Deci în această zonă fețele formelor apar în dezvoltare dominantă sau de tranziție, ceea ce influențează în mod hotărîtor dezvoltarea zonei, deci și habitusul cristalelor. În ceea ce privește valorile de persistență în această zonă apar forme cu persistență mare (97,04—100) și numai cîte o formă cu persistență mijlocie (39,19), respectiv mică (19,84). În figurile 7 și 8

Tabelul nr. 5

Valorile D_z ale zonelor

	Simbol	D_z
1	[010]	114,02
2	[100]	91,66
3	[110]	84,82
4	[401]	39,07
5	[411]	34,78
6	[001]	14,85
7	[201]	13,64
8	[211]	9,35

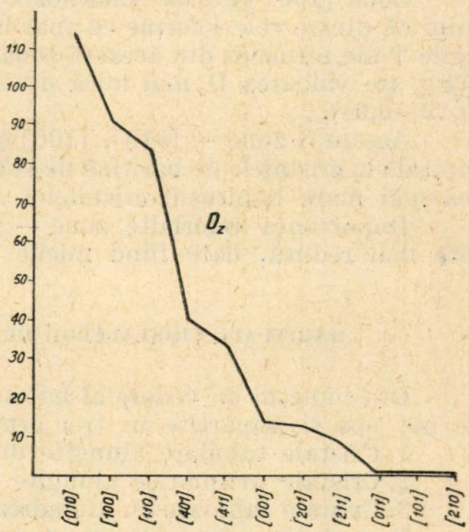


Fig. 6. — Valorile D_z.

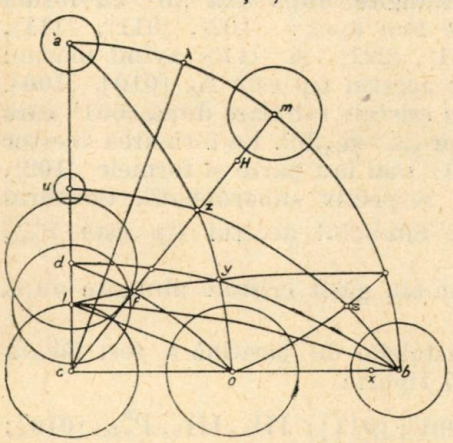


Fig. 7. — Proiecția stereografică a cristalelor cu valorile P.

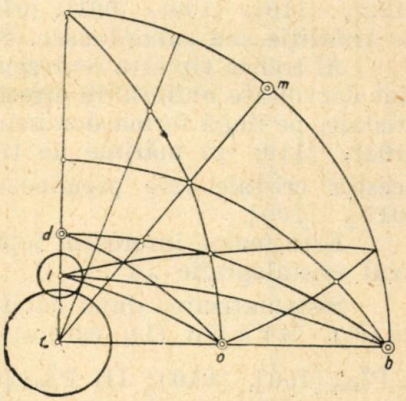


Fig. 8. — Proiecția stereografică a cristalelor cu valorile D.

am prezentat valorile P şi D în proiecţia stereografică (raza de 100 mm a cercurilor din proiecţii corespunde valorii 100).

Zona [100] pe baza valorilor D_z ocupă locul al doilea, datorită faptului că dintre cele 4 forme ce apar în zonă,3 au valori de dominanţă. Valorile T ale formelor din această zonă sînt de asemenea relativ mari. Zona [110] are valoarea D_z mai mică şi valorile de persistenţă sînt relativ mici (0,12—0,94).

Aceste 3 zone — [010], [100] şi [110] — sînt zonele de importanţă capitală la cristalele de baritină de la Copăceni şi ele influenţează în măsura cea mai mare habitusul cristalelor studiate.

Importanţa celorlalte zone — [001], [401], [411], [201], [211] — este mai redusă, date fiind micile valori D_z.

HABITUSUL CRISTALELOR DE BARITINĂ DE LA COPĂCENI

Din punctul de vedere al habitusului, cristalele de baritină studiate de noi pot fi împărţite în trei grupe mari:

1. Cristale tabulare alungite după axa „b".
2. Cristale prismatice alungite după axa „b".
3. Cristale tabulare cu alungirea egală în direcţia axelor „a" şi „b".

Primul tip este reprezentat prin cristale tabulare după {001} pe care mai apar şi formele {104}, {102}, {101}, {010}, {011}, {110}; mai rar {100}, {111}, {210} şi {122}. Simbolul acestui tip după K. Chudoba (2) este $P^{b}_{(001)}$ [010], [100].

Al doilea tip reprezintă prisme alungite după axa „b" cu forma {104} dominantă, restul formelor care mai apar: {102}, {011}, {111}, {122}, {110}, {100}, {001}, {041}, {151}, {221} şi {113} avînd mărimi de tranziţie sau subordonate. Simbolul acestui tip este A_b [010], [100].

Al treilea tip este reprezentat prin cristale tabulare după {001} care sînt dezvoltate uniform în direcţia axelor „a" şi „b". La formarea acestor cristale, pe lîngă forma dominantă {001} mai iau parte şi formele {102}, {104}, {110} în mărime de tranziţie, respectiv subordonată. Conturul acestor cristale este pseudooctogonal. Simbolul acestui tip este $P^{a\approx b}_{(001)}$ [010], [100].

Este foarte interesant faptul că nu am găsit cristale alungite după axul cristalografic „a".

Sistematizarea după habitus a cristalelor de baritină a fost făcută de Fr. Braun (1), care a stabilit 7 tipuri:

I, $P^{a}_{(001)}$ [100], [010]; II, $P^{b}_{(001)}$ [010], [001], [011]; III_a, III_b, $P^{b}_{(001)}$ [010]; IV_a, A_b; IV_b, A_a; V, $I_{(001)\,(210)}$ [120]; VI, $P^{b}_{(001)}$ [010]; VII, A_c.

Dacă vrem să încadrăm tipurile de habitus ale cristalelor de baritină de la Copăceni în sistematica lui Braun, vedem că cristalele primului tip, cu oarecare aproximaţie, pot fi incluse în tipul III_a al lui Braun. Cristalele studiate de noi de tipul al doilea se încadrează în tipul IV_a al lui Braun. Al treilea tip găsit de noi nu se încadrează în

nici o categorie stabilită de B r a u n şi astfel noi îl considerăm un tip nou care ar corespunde tipului VIII.

Pentru diferitele tipuri, B r a u n stabileşte anumite parageneze, ceea ce ar corespunde bineînţeles diferitelor împrejurări de formare. Astfel tipul III_a (Erz-Typ) apare în altă paragenează decît tipul IV_a (Karbonat-Typ). Noi însă, la Copăceni am găsit cele trei tipuri diferite în aceeaşi asociaţie, ceea ce infirmă constatările lui B r a u n referitor la parageneza tipurilor.

În general, pentru cristalele studiate sînt caracteristice primele două tipuri de habitus, al treilea fiind mai rar, deoarece din cele 847 de cristale numai 30 sînt de tipul al treilea.

Dacă studiem tabelul nr. 4, cu valorile D, T şi S, putem constata că pe majoritatea cristalelor forma {001} pare în mărime dominantă, restul formelor apar în diverse mărimi. Pe baza acestor valori (D, T şi S) putem construi tipul colectiv [1]) al cristalelor de baritină de la Copăceni, a cărui formulă este următoarea :

aS bT cD oT xS uS dS lT mS λS zS yS fS ΞS HS

LEGĂTURA DINTRE MORFOLOGIA EXTERNĂ ŞI STRUCTURA CRISTALINĂ

Structura internă a baritinei a fost studiată de R. W. J a m e s şi W. A. W o o d (5). Din determinările lor au rezultat următoarele dimensiuni ale celulei elementare : a = 8,85 Å, b = 5,43 Å, c = 7,13 Å şi relaţia axială 1,6304 : 1 : 1,3136. După cum vedem, J a m e s şi W o o d au dublat valoarea axului „a". În studiul morfologiei externe — pentru a putea compara datele noastre cu cele ale cercetătorilor anteriori — am utilizat vechea relaţie axială. La determinarea direcţiilor structurale însă, vom folosi noua relaţie axială şi, acolo unde este cazul, vom da în paranteză simbolurile de zonă vechi. De altfel, diferenţa dintre noul şi vechiul simbol de zonă va apare numai la două zone, fiindcă vom trata numai direcţiile principale din reţeaua cristalină a baritinei.

J a m e s şi W o o d au determinat următoarele coordonate bazale ale Ba şi S :

Ba			S		
$-5/16 - x$;	$-1/4$;	$-1/3 - z$	$-1/16 - x'$;	$1/4$;	$-1/3 - z'$
$5/16 + x$;	$1/4$;	$1/3 + z$	$1/16 + x'$;	$-1/4$;	$1/3 + z'$
$-3/16 + x$;	$1/4$;	$1/6 - z$	$-7/16 + x'$;	$-1/4$;	$1/6 - z'$
$3/16 - x$;	$-1/4$;	$-1/6 + z$	$7/16 - x'$;	$1/4$;	$-1/6 + z'$
$x = 0,0055$	$x' = 0,0055$		$z = 0,0055$	$z' = -0,028$	

În ceea ce priveşte poziţia oxigenului, s-a putut constata că acesta se dispune la colţurile unui tetraedru în centrul căruia se găseşte sulful.

[1]) Noţiunea de tip colectiv al cristalului dintr-o ocurenţă precum şi formula lui, l-am introdus în studiul cristalografic (3), (4). Tipul colectiv se întocmeşte prin determinarea caracterului general al formelor. De exemplu caracterul general al formei {001} este dominant, fiindcă valoarea D (78,63) depăşeşte celelalte valori (T = 13,22 ; S = 8,14).

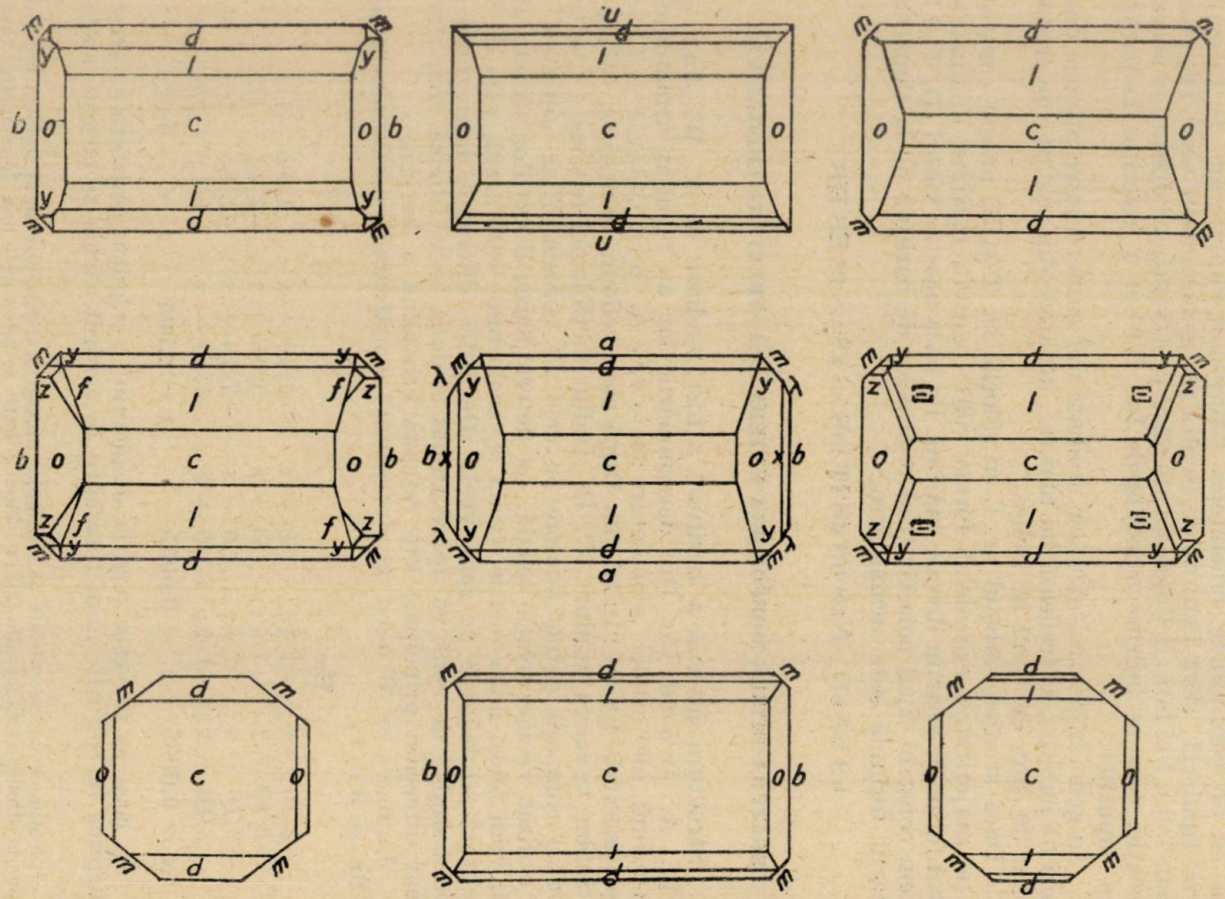


Fig. 9. — Cristale de baritină de la Copăceni.

În cele ce urmează, vom lucra cu puncte materiale reprezentate de Ba și de radicalul SO_4. Poziția acestora se poate determina prin calcularea unor coordonate simple din coordonatele lui J a m e s și W o o d.

Coordonatele bazale recalculate ale punctelor materiale din Ba și SO_4 sînt următoarele:

Ba [[000]], [[1/2 0 1/6]], [[1/8 1/2 1/2]], [[5/8 1/2 2/3]]
SO_4 [[1/4 1/2 0]], [[3/8 0 2/3]], [[7/8 0 1/2]], [[3/4 1/2 1/6]]

Cunoscînd coordonatele bazale ale punctelor materiale de Ba și SO_4, se pot determina distanțele dintre punctele identice în direcția celor mai importante axe de zone. La studiul legăturii dintre morfologia externă și structura internă au importanță aceste distanțe și nu încărcarea cu particule ale planelor reticulare, cum vom vedea de altfel în cele ce urmează. Cele mai importante sînt acele direcții de-a lungul cărora distanța dintre punctele materiale este cea mai mică. Importanța direcțiilor cu mică distanță dintre punctele identice, constă în faptul că acestea sînt direcții cu mare viteză de creștere a cristalului, iar paralel cu ele apar zonele principale. De aici reiese clar importanța acestor direcții structurale în formarea habitusului cristalului.

Dacă în structura reticulară a baritinei legăm punctul [[000]] cu [[010]] obținem axa de zonă [010], de-a lungul căreia distanța dintre punctele identice este 5,43 Å. Legînd punctul [[000]] cu punctul [[100]] obținem axa de zonă [100], cu parametrul 8,85 Å. Dreapta care leagă punctul [[000]] cu [[011]] este axa de zonă [011], cu parametrul 8,97 Å. Legînd punctul [[000]] cu [[001]] obținem axa de zonă [001], cu parametrul 7,13 Å, iar dacă legăm punctul [[000]] cu [[111]] obținem axa de zonă [111], cu parametrul 12,59 Å.

Deci, în ceea ce privește distanța dintre punctele identice în diferitele direcții ale rețelei cristaline, ordinea crescîndă este următoarea (tabelul nr. 6):

Tabelul nr. 6

Ordinea crescîndă a distanțelor dintre particule în diferite direcții din structură

	Simbol nou	Simbol vechi	Parametrul (Å)
1	[010]	[010]	5,43
2	[001]	[001]	7,13
3	[100]	[100]	8,85
4	[011]	[0 1]	8,97
5	[111]	[211]	12,59
6	[120]	[110]	13,76

Acestea sînt direcțiile principale, în restul direcțiilor distanța dintre punctele identice este tot mai mare, astfel că importanța lor este foarte redusă. Din acest motiv nici nu le-am prezentat în enumerarea de mai sus.

Dacă studiem ordinea zonelor, stabilită pe baza valorilor D_z sau pe baza distanțelor dintre particule, vom vedea că diferențe mai mari apar la trei dintre ele: [001], [011] și [120] (simbol vechi [110]). Axa de zonă

[001] de pe locul al doilea cu parametrul 7,13 Å, pe baza valorilor D_z, se situează pe locul al şaselea. Acest lucru este şi normal, fiindcă axa de zonă [001] este perpendiculară pe planul definit de intersecţie a două axe de zonă cu mare viteză de creştere (parametrii mici): [010] cu parametrul 5,43 Å şi [100] cu parametrul 8,85 Å. Datorită vitezei mari de creştere, în aceste două direcţii se realizează dominanţa formei {001}, ceea ce atrage după sine formarea habitusului tabular după această faţă. Acest habitus la rîndul său va împiedica dezvoltarea mai accentuată a formelor din zona [001]. Din exemplul zonei [001] putem trage două concluzii importante. În primul rînd că ordinea crescîndă a şirurilor reticulare nu prezintă ordinea de importanţă a zonelor ale căror axe sînt aceste şiruri reticulare. Această ordine poate fi folosită foarte bine la determinarea importanţei zonelor, însă numai dacă luăm în considerare şi influenţa reciprocă dintre viteza de creştere a axelor de zonă. Procedînd astfel, vom putea determina habitusul care este de aşteptat din datele structurale (habitusul structural). Cu ajutorul valorilor D_z se determină importanţa zonelor pe baza studiului morfologiei externe (habitusul exterior).

A doua concluzie este că importanţa zonelor stabilită cu ajutorul valorilor D_z este cea reală, fiindcă ţine seama şi de influenţa reciprocă dintre zone. Deci zona [001] nu poate să aibă o importanţă de ordinul al doilea, cu toate că are un ax cu parametrul mic (7,13 Å), deoarece axa ei este perpendiculară pe intersecţia a două axe de zonă cu mare viteză de creştere.

Tot din această cauză, în morfologia externă a baritinei zona [011] are un rol foarte mic, cu toate că diferenţa dintre parametrii axelor [100] şi [011] este foarte mică (8,85 Å, respectiv 8,97 Å). Axa de zonă [011] se află între [001] şi [010], deci este înclinată la planul {001} în care acţionează cele două viteze mari de creştere. Locul trei al zonei [110] (simbol nou [120]), determinat cu valorile D_z, este perfect justificat de poziţia axei, cu toate că parametrul ei este 13,76 Å. Axa [110] se află în planul {001} între axele [010] şi [100], fapt care va duce la dezvoltarea mai accentuată a formelor din zona [110] (simbol nou [120]). Viteza de creştere mare în direcţia axei [010] face posibilă apariţia dominantă a formelor {001}, {102} şi {104}, iar viteza de creştere în direcţia [100] va accentua dominanţa formelor enumerate anterior şi va provoca apariţia în mărime dominantă a formelor {011} şi {010}. Dominanţa acestor forme, după cum am văzut, este în strînsă legătură cu structura internă a baritinei.

În această privinţă putem spune că habitusul cristalelor de baritină de la Copăceni nu diferă de acel habitus care ar fi de aşteptat din datele structurale. Aceasta înseamnă că condiţiile exterioare, care au existat în timpul formării baritinei de la Copăceni, nu au putut influenţa în mod hotărîtor forţele ce dirijează aranjarea particulelor în structura reticulară. Cu alte cuvinte, factorii structurali au hotărît mersul cristalizării, iar forţele externe (condiţiile de formare) au acţionat mai slab. Baritina de la Copăceni, şi din acest punct de vedere, este un exemplu bun pentru deducerea împrejurărilor de formare pe baza corelaţiei dintre habitusul exterior şi structura internă. Baritina de la Copăceni este de origine sedi-

mentară, deci formată din soluții reci. Acest sistem de cristalizare are o energie mai scăzută în raport cu soluțiile hidrotermale și, prin urmare în acest caz se vor forma cristale al căror habitus va fi determinat de factorii structurali și numai în mică măsură de factorii externi.

Anterior am arătat că densitatea planelor reticulare — în raport cu direcțiile de mică distanță dintre particule — nu are o influență prea mare asupra morfologiei externe. Această constatare a lui P. N i g g l i (6) este confirmată și de studiul nostru asupra cristalelor de baritină de la Copăceni. După cum vedem din tabelul nr. 7 — în care am enumerat formele principale — între valorile L ale planelor reticulare și valorile P, respectiv D, ale formelor baritinei de la Copăceni nu este nici o legătură.

Tabelul nr. 7

Valorile L ale principalelor plane reticulare

	Simbol	Indici	P Braun	P Copăceni	D Copăceni	L
1	a	{100}	61,1	39,19	—	0,05170
2	b	{010}	70,8	73,56	8,66	0,03169
3	c	{001}	97,8	100,00	78,63	0,04162
4	o	{011}	85,9	100,00	4,37	0,05042
5	d	{102}	86,4	99,42	4,98	0,06480
6	l	{104}	37,3	97,04	30,41	0,03860
7	m	{110}	91,9	68,83	6,19	0,04004

Valorile L din tabelul nr. 7 caracterizează densitatea planelor reticulare și au fost calculate pe baza formulei :

$$L = \frac{q_1 A_1 + q_2 A_2}{I_{(hkl)}}$$

unde :

A_1 = greutatea atomică a Ba ; A_2 = greutatea moleculară a grupei SO_4 ; q_1 respectiv q_2 sînt numere care arată de cîte ori se repetă în paralelipipedul elementar particulele independente respective ; iar $I = \sqrt{h^2b^2c^2 + k^2a^2c^2 + l^2a^2b^2}$.

Din tabelul nr. 7 reiese clar că nu forma {102} cu valoarea L cea mai mare are cele mai mari valori P sau D, ci forma {001}. Această observație este confirmată și de valorile P calculate de F r. B r a u n. Cauza dominanței formei {001}, precum și comportarea excepțională a ei le-am explicat anterior. Tot astfel de constatări reies și din lucrările lui J. J. Ș a f r a n o v s k i asupra zirconiului (7), (8).

GENEZA

Baritina de la Copăceni este de origine sedimentară fapt confirmat de poziția orizontală a zonei mineralizate. Faptul că cristalele de baritină îmbracă pereții golurilor și crăpăturilor din calcarul bituminos, arată

că baritina de la Copăceni s-a format secundar în procesul de diageneză. Golurile din zona de mineralizare provin din dizolvarea concreţiunilor de gips care formează o zonă orizontală în calcarul bituminos. Resturi din acest gips concreţionar se mai găsesc ici-colo.

Analizele chimice ale calcarului bituminos de la Copăceni au pus în evidenţă $BaCO_3$. Carbonatul de bariu dizolvat sub formă de $Ba(HCO_3)_2$ ajungînd la orizontul cu gips din calcarul bituminos sub influenţa soluţiilor de gips a suferit o reacţie de dublu schimb, formîndu-se baritină şi calcit. Reacţia este reprezentată schematic în următoarea ecuaţie:

$$Ba(HCO_3)_2 + CaSO_4 \rightarrow BaSO_4 + CaCO_3 + H_2O + CO_2$$

Afirmaţia de mai sus este confirmată şi de faptul că baritina din golurile rezultate după dizolvarea concreţiunilor de gips apare în asociaţie cu calcitul. Foarte des golurile sînt în aşa fel căptuşite, încît între cristalele de baritină se află cristale de calcit, şi invers.

Pe lîngă baritină, în ocurenţa de la Copăceni mai apar: cuarţul, calcedonia, calcitul, gipsul şi aragonitul. Cuarţul şi calcedonia provin din concreţiunile de gips dizolvate. În zăcămintele de gips de la Cheia, Săndulești şi Copăceni, gipsul concreţionar include calcedonie respectiv cristale de cuarţ foarte bine individualizate. Într-o lucrare anterioară (3) am descris aceste cristale de cuarţ.

Compoziţia chimică

$BaSO_4$	99,02%
$SrSO_4$	0,80%
Rest	0,18%
Total	100,00%

МОРФОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ КРИСТАЛЛОВ БАРИТА, СОБРАННЫХ В КОПЭЧЕНИ

РЕЗЮМЕ

Авторы описывают результаты исследования 847 кристаллов барита, собранных из битуминозных известняков Копэчень. Формы, которые были определены, перечислены в статье.

В описательной части работы представлены статистические данные в связи с величиной форм (таблица 3). В таблице 3 величины D, T и S представляют собой преобладающую, переходную и подчиненную величины форм. Они были впервые введены в кристаллографическое исследование авторами [3], [4].

Что касается значения зон, авторы установили определенный порядок, который представлен в таблице 5. Значение зон было установлено при помощи величин D_z [3], [4].

В работе представлены главные габитусы, которые были обозначены символами по Худобе.

Отдельная глава посвящена связи, существующей между внешней морфологией и внутренней структурой. Наряду с измерением расстояния между частицами в различных направлениях в ретикулярной структуре, был установлен и ожидаемый из структурных данных габитус.

Этот „структурный габитус" был сравнен с габитусами кристаллов барита, найденных в Копэчени, и были сделаны генетического порядка выводы. Авторы пришли к выводу, что барит имеет осадочное происхождение.

В последней части работы представлен химический состав барита Копэчень.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Графические изображение данных таблицы 3.
Рис. 2. — Величины P.
Рис. 3. — Величины D.
Рис. 4. — Величины T.
Рис. 5. — Величины S.
Рис. 6. — Величины D_z.
Рис. 7. — Стереографическая проекция кристаллов с величинами P.
Рис. 8. — Стереографическая проекция кристаллов с величинами D.
Рис. 9. — Кристаллы барита, найденного в Копэчень.

ÉTUDE MORPHOGÉNÉTIQUE DES CRISTAUX DE BARYTINE DE COPĂCENI

RÉSUMÉ

Les auteurs présentent les résultats fournis par l'étude de 847 cristaux de barytine recueillis dans les calcaires bitumineux de Copăceni. Les formes déterminées sont énumérées dans le texte. Dans la partie descriptive, ils présentent les données statistiques relatives à la grandeur des formes (tableau 3). Dans le tableau 3, les symboles *D*, *T* et *S* désignent la dominance, la grandeur de transition et la grandeur subordonnée des formes. Ce sont les auteurs qui ont introduit ces grandeurs dans l'étude cristallographique [3], [4].

En ce qui concerne l'importance des zones, les études des auteurs ont établi un ordre, qui este présenté dans le tableau 5. L'importance des zones a été établie au moyen des valeurs de D_z [3], [4].

Dans le texte, sont présentés les divers habitus principaux, auxquels on a attribué des symboles selon Chudoba.

Un chapitre spécial traite de la liaison entre la morphologie externe et la structure interne. Après avoir établi la distance entre les particules suivant les diverses directions dans la structure réticulaire, les auteurs ont déterminé l'habitus auquel il fallait s'attendre, d'après les données structurales.

En comparant cet « habitus structural » avec l'habitus constaté dans les cristaux de barytine de Copăceni les auteurs parviennent à des conclusions d'ordre génétique.

En ce qui concerne la genèse de la barytine, les auteurs sont arrivés à la conclusion qu'elle est d'origine sédimentaire.

Dans la dernière partie du travail, on présente la composition chimique de la barytine de Copăceni.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Représentation graphique des données du tableau 3.
Fig. 2. — Les valeurs de P.
Fig. 3. — Les valeurs de D.
Fig. 4. — Les valeurs de T.
Fig. 5. — Les valeurs de S.
Fig. 6. — Les valeurs de D_z.
Fig. 7. — Projection stéréographique des cristaux avec les valeurs de *P*.
Fig. 8. — Projection stéréographique des cristaux avec les valeurs de *D*.
Fig. 9. — Cristaux de barytine de Copăceni.

BIBLIOGRAFIE

1. Braun Fr., *Morphologische, genetische und paragenetische Trachtstudien an Baryt*, N. Jb. Miner, Beil., 1932, **65**.
2. Chudoba K., *Zur morphologischen Typisierung der verschiedenen Kristalltrachten*, CBl. f. Min., 1930, Abt. A.
3. Imreh J. u. Imreh G., *Coelestin-Kristalle aus Cheia*, N. Jb. Miner., 1959, Mh. 11/12.
4. Imreh I., *Cristale de celestină de la Săndulești*, Stud. şi cercet. şt., seria geol.-geogr., Acad. R.P.R., Filiala Cluj, 1957, **VIII**, *1—2*.
5. James R. W. a. Wood W. A., *The Crystall Structure of Barytes, Celestine and Anglesite*, Proc. Roy. Soc., A, 1925, *109*.
6. Niggli P., *Baugesetze kristalliner Materie*, Z. Krist., 1926, *63*.
7. Шафранский Ж. Ж., *К вопросу о развитии граней циркона в связи с его строением*, Зап. Мин. Общ., 1937, **66**, *1*.
8. — *Кристаллы минералов*, Изв. Ленинград. Унив., Ленинград, 1957.
9. Zimányi K., *A. Dobogó-hegyi Baryt és Cölestin kristálytani viszonyai*, Mat. és Term. Értesitő, 1887, **VI**.

CERCETĂRI PETROGRAFICE ȘI DE ANALIZĂ STRUCTURALĂ PETROLOGICĂ ÎN VALEA FIRIZEI

(Baia - Mare)

DE

AMALIA SZŐKE

Comunicare prezentată în Sesiunea științifică a Institutului de geologie și geografie al Academiei R.P.R. din 25 aprilie 1962

Valea Firizei este situată la est de Baia-Mare, încadrîndu-se în Masivul eruptiv Oaș—Gutîi, care alcătuiește extremitatea nord-vestică aflată pe teritoriul țării noastre a lanțului vulcanic de vîrstă terțiară din interiorul arcului carpatic.

Masivul muntos Oaș—Gutîi este alcătuit din roci eruptive terțiare puse în loc în mai multe faze de erupție, începînd din tortonian și pînă după pontian. Mărturiile rămase în urma activității vulcanice din această regiune sînt reprezentate prin curgeri de lave, aglomerate vulcanice, dykuri, neckuri etc.

Fenomenele care au acționat după încetarea paroxismelor, ca activitatea postvulcanică și eroziunea, au șters, respectiv au îndepărtat în mare măsură, produsele vulcanice, încît reconstituirea structurii aparatelor vulcanice astăzi constituie o problemă destul de dificilă. Din acest motiv s-au introdus pentru studiul acestor regiuni — pe lîngă studiile geologice și petrografice obișnuite — metode de cercetare mai speciale, dintre care face parte și analiza microtectonică și petrologia structurală.

Cercetările noastre din cadrul acestei lucrări se referă la regiunea cursului inferior al văii Firizei, cuprinsă între confluența cu pîrîul Limpedea, la nord, și vărsarea văii Firizei în valea Săsarului, la sud (fig. 10).

Prezenta lucrare își propune să dea descrierea petrografică mai detaliată a tipurilor de andezite care apar pe cursul inferior al văii Firizei și unele considerații asupra pseudoaglomeratelor, roci care au atras atenția cercetătorilor în ultimii ani. Acest tip de roci sînt deosebit de bine reprezentate în profilul pe care-l studiem. Totodată am efectuat și o serie de măsurători cu scopul de a stabili situația microtectonică și am coletat

materialul de studiu necesar pentru determinările petrografice și petrologice structurale, efectuate cu ajutorul măsuței universale Fedorov.

Cercetările anterioare, executate de către geologii din cadrul Comitetului geologic, referitoare la regiunea studiată, tratează numai tangențial această zonă. Astfel, menționăm cartările efectuate de către I. Gheorghiță, M. Dofescu și R. Jude (3)[1], Constantina Stanciu[2] ale căror perimetre se limitează cu partea de nord a perimetrului studiat de noi. Cartarea făcută de N. Gherasi și Constantina Stanciu[3] constituie limita vestică a perimetrului cercetat de noi. Pe această hartă versantul stîng al văii Firizei, unde am efectuat noi măsurători, nu figurează.

M. Pancă (7) studiază depozitele sedimentare din regiune.

Regiunea pe care o studiem este cuprinsă în harta geologică cu scara 1 : 20 000 a regiunii Baia-Mare, întocmită de un colectiv al Comitetului geologic și care se află în manuscris. De asemenea, este cuprinsă în lucrarea cea mai recent apărută asupra regiunii Munților Gutîiului, întocmită de V. Ianovici și colaboratorii săi (6) și consemnată pe harta 1 : 100 000 întocmită de acești autori.

Andezitele care apar la zi în această regiune fac parte din ultima (a treia) fază de erupție a Munților Oaș—Gutîi și au vîrstă postponțiană. Ele, nefiind purtătoare de mineralizații, s-au menținut în general proaspete. Porțiunile afectate de mișcări tectonice ulterioare, în care — prin sfărîmarea intensă a rocii — s-a putut produce o mai intensă circulație a soluțiilor postmagmatice, au fost favorabile formării pseudoaglomeratelor.

DESCRIEREA PETROGRAFICĂ

Pe versantul stîng al văii Firizei, în dreptul podului, se află cariera Algamația, deschisă pe o lungime de peste 100 m. Roca în care este plasată cariera este un *andezit cu hipersten*, în a cărui compoziție participă și o cantitate foarte mică de hornblendă. Culoarea cenușie închis, aproape neagră, a rocii este dată de pasta sticloasă foarte abundentă. În aceste roci, se observă cu ochiul liber, zone de curgere de culoare roșie, situate paralel cu planele de curgere, asupra cărora vom reveni.

La microscop, roca prezintă structură porfirică și textură ușor fluidală (pl. I, fig. 11). Cuprinse într-o masă fundamentală hialopilitică, uneori criptocristalină, se disting fenocristale de plagioclazi, piroxeni și hornblendă opacitizată. Determinările planimetrice indică următoarea compoziție mineralogică (tabelul nr. 1).

---

[1] I. Gheorghiță, M. Dofescu și R. Jude, *Raport asupra zonei Firiza — Izvoare — Crăcești (regiunea Baia—Mare)*, Arh. Com., geol. 1958.

[2] Constantina Stanciu, *Raport privind cercetarea petrografică a principalelor tipuri de piroclastite din reg Baia-Mare*, Arh. Com. geol., 1959.

[3] N. Gherasi și Constantina Stanciu, *Raport asupra cercetărilor geologice în reg. cuprinsă între Baia-Mare și Ferneziu*, Arh. Com. geol., 1959.

Tabelul nr. 1

Compoziţia mineralogică modală şi dimensiunile mineralelor

Minerale	Limite %	Media %	Dimensiuni mm
Plagioclazi	22,3 — 22,9	23,7	1,4 × 0,5 — 0,1 × 0,03
Hipersten	9,1 — 10,7	9,5	0,7 × 0,4 — 0,2 × 0,05
Hornblendă	0,8 — 1,4	1,1	1,8 × 0,5 — 0,6 × 0,04
Minerale opace	2,6 — 4,2	3,5	0,3 × 0,3 — 0,03 × 0,02
Pastă	60,8 — 65,2	62,2	

Plagioclazii formează fenocristale prismatice maclate polisintetic, avînd adesea contururi corodate. Structurile zonare sînt alcătuite din zone puţine şi cu variaţie continuă, al căror conţinut în An este cuprins între 43 şi 76%. La cristalele nezonate, limitele de variaţie sînt mai restrînse.

Adesea se observă calcită, formată pe seama conţinutului de calciu al feldspatului. Aceasta alcătuieşte plaje în interiorul cristalului şi este înconjurată de benzi subţiri de cuarţ secundar. Aceste minerale de neoformaţie nu depăşesc conturul plagioclazului gazdă.

Hiperstenul este de obicei proaspăt sau prezintă un început de bastitizare pe direcţia clivajului şi a crăpăturilor perpendiculare alungirii cristalului.

Hornblenda fiind prezentă în cantitate foarte redusă, la denumirea rocii, nu am ţinut seamă de ea. Deşi este complet înlocuită printr-o pseudomorfoză de opacit, se identifică uşor după conturul iniţial, caracteristic hornblendelor.

Mineralul opac, diseminat în fenocristale şi în pastă, este o pirită uşor limonitizată.

O caracteristică interesantă a acestui tip de rocă o reprezintă zonele roşii de curgere deja amintite. La microscop, ele se disting prin următoarele caractere: în cuprinsul zonelor pasta conţine un praf roşu hematitic, dispersat; fenocristalele de hipersten, aflate în cuprinsul zonelor de curgere sînt înconjurate de o zonă marginală roşie, hematitică (pl. I, fig. 12). Iniţial, în dreptul zonelor, roca a fost mai poroasă decît în rest, ceea ce a uşurat circulaţia soluţiilor. Aceste soluţii bazice au dus, pe de o parte, la o alterare hematitică, prin spălarea fierului din piroxeni şi diseminarea ei în pastă sau pe marginea fenocristalelor. Pe de altă parte, după o răcire considerabilă, din soluţii s-au depus cristale de zeoliţi (scolecit, cu $c\,Np = 13—18°$) în vacuolele aflate în cuprinsul zonelor de curgere.

Zonele de curgere au o poziţie bine determinată pe teren şi marchează, după cum vom vedea mai departe, planul de curgere al rocii.

În amunte de cariera Algamaţia, apare un *andezit cu piroxeni* şi hornblendă, care conţine fenocristale de cuarţ corodat (pl. II, fig. 13).

Comparînd compoziţia mineralogică a acestei roci cu cea a precedentei, constatăm o creştere considerabilă a cantităţii fenocristalelor melanocrate, deşi această rocă prezintă o culoare mult mai deschisă

față de roca anterior descrisă. Faptul se datorește microlitelor de plagioclazi cuprinși în pasta rocii, spre deosebire de sticla de culoare închisă prezentă în pasta andezitului cu hipersten din cariera Algamația.

La microscop roca prezintă structură porfirică și textură masivă.

În tabelul nr. 2 au fost înscrise datele privind compoziția mineralogică modală, obținută prin determinări planimetrice, și dimensiunile fenocristalelor.

Tabelul nr. 2

Compoziția mineralogică modală și dimensiunile fenocristalelor

Minerale	Limite %	Media %	Dimensiuni mm
Plagioclazi	19,5 — 25,6	22,5	3,50 × 1,58 — 0,33 × 0,15
Piroxeni	5,6 — 8,0	6,7	2,86 × 0,13 — 0,80 × 0,30
Hornblendă	4,4 — 11,1	7,7	9,68 × 1,14 — 0,88 × 0,26
Cuarț corodat	0,4 — 2,3	1,4	1,23 × 1,12 — 0, 3 × 0,3
Minerale opace	0,4 — 0,9	0,5	0,47 × 0,40 — 0,01 × 0,01
Pastă	55,3 — 67,3	61,2	

Plagioclazii formează fenocristale idiomorfe, maclate polisintetic și puternic zonate (pl. II, fig. 14).

Conținutul mediu în An este cuprins între 50 și 55%, la cristalele maclate, iar la cele cu structură zonară, variază între limite mult mai largi. În general, sînt proaspeți, uneori însă se separă din minerale Ca, care, cu bioxidul de carbon al soluțiilor postmagmatice, dă naștere la calcită de neoformație. Adesea arată fenomene de redizolvare, conturul mineralului fiind rotunjit și corodat de pastă.

Dintre piroxeni predomină hiperstenul, care numai foarte rar este complet proaspăt. În general, prezintă diverse grade de alterare, care se traduc prin transformare în bastit.

Augitul de obicei rămîne mai proaspăt. Formează aglomerări în rocă, mai rar prezentîndu-se individual. Adesea, am observat la augite o structură zonară (pl. III, fig. 15).

Hornblenda este de obicei complet alterată, fiind transformată într-o pseudomorfoză de opacit. Rareori opacitul înlocuiește numai zona marginală a mineralului.

Chiar și în cazurile cînd ambele minerale (hiperstenul și hornblenda) sînt complet alterate, ele se pot deosebi unele de altele, nu numai după conturul caracteristic fiecăruia dintre ele, dar și după produsele rezultate în urma dezagregării lor. Pe această bază ele se pot distinge chiar și în stadiile de alterare foarte avansată, cînd conturul caracteristic este deja distrus.

Un component care surprinde prin prezența lui în aceste roci — chiar și în asemenea cantitate mică — este cuarțul. Acesta se prezintă sub forma unor granule vizibile și în observare macroscopică. De obicei sînt puternic fisurate și au contururi corodate (pl. II, fig. 13).

Mineralul opac este fin diseminat în pasta pilotaxitică a rocii, completînd spațiile dintre microlitele de plagioclazi.

În acest tip de andezite am observat adesea anclave formate dintr-o rocă holocristalină granulară (pl. III, fig. 16).

În cariera părăsită, situată la S de confluența văii Firizei cu pîrîul Limpedea, apare o rocă cu totul deosebită de celelalte mai sus descrise. Peste 85% din masa rocii este formată dintr-o masă fundamentală holocristalină, destul de grosier granulară, alcătuită din cristale prismatice de plagioclazi, iar spațiul dintre aceste minerale este ocupat de o sticlă de culoare închisă și granule de magnetită, fin diseminate.

Determinările planimetrice efectuate ne indică următoarea compoziție mineralogică (tabelul nr. 3).

Tabelul nr. 3

Compoziția mineralogică modală și dimensiunile fenocristalelor și microlitelor

Minerale		Media %	Dimensiuni mm
Fenocristale	plagioclazi	2,60	1,20 × 0,20 — 0,74 × 0,25
	piroxeni	9,20	0,38 × 0,16 — 0,14 × 0,05
	hornblendă	0,20	1,58 × 0,30 — 0,40 × 0,07
Pastă	plagioclazi	88,00	0,47 × 0,12 — 0,10 × 0,03
	minerale opace		0,07 × 0,05 — 0,01 × 0,01
	sticlă		

Microlitele de plagioclazi ating uneori chiar dimensiunile fenocristalelor, sau invers, dar și în acest caz cele două generații de feldspați se deosebesc prin habitusul lor pregnant deosebit. Microlitele prezintă prisme alungite, maclate după legea Albitului, lipsite de structură zonară pe cînd fenocristalele au un habitus mai izometric, fiind adesea zonați.

Mineralele femice, în mare parte alterate, sînt lipsite de contururi cristalografice.

Augitul, de obicei mai rezistent, se mai recunoaște după forma cristalografică și după unghiul de extincție. Uneori prezintă macle polisintetice.

Interesante sînt în aceste roci sferocalcitele depuse din soluțiile care au circulat prin rocă. De asemenea, se observă și prezența unui cuarț secundar, depus în golurile rocii, fiind înconjurat de sferocalcit (pl. IV, fig. 17).

La confluența cu valea Limpedea, pe ambii versanți ai pîrîului Firizei, se află cîte o carieră în exploatare. În cariera de pe versantul stîng, se observă un *andezit propilitizat*, în care abundența sericitului și a cloritului, formate pe seama constituenților primari, au șters complet alura inițială a acestei roci.

Această carieră ne-a oferit posibilitatea să urmărim, pas cu pas, formarea pseudoaglomeratelor, asupra cărora vom mai reveni în cadrul acestei lucrări.

Aici menționăm aspectul microscopic al umpluturii diaclazelor din partea sudică a carierei. Diaclazele verticale ale rocii sînt umplute cu

un agregat format din cristale milimetrice sau chiar centimetrice de calcită, asociate cu cristale de zeoliți. Prima generație de zeoliți este reprezentată prin cristale tabulare pseudorombice de *stilbit*. Acestea prezintă clivaj perfect după fața (010) și macle polisintetice sau foarte des macle ciclice. $c\,Np = 5°$ (pl. V, fig. 20). A doua generație de zeoliți este reprezentată prin *thomsonit*, care se prezintă în agregate fibro-radiare, de culoare albă. Ele străbat atît prin calcită, cît și prin stilbit (pl. V, fig. 19), dar se observă și cu ochiul liber în golurile dintre aceste minerale.

În cariera de pe versantul drept al văii Firiza, roca denumită de cercetătorii anteriori (6) *andezit bazaltoid*, se separă în coloane.

Determinările planimetrice au pus în evidență următoarea compoziție mineralogică pentru acest tip de rocă (tabelul nr. 4).

Tabelul nr. 4

Compoziția mineralogică și dimensiunile mineralelor componente

Minerale	Media %	Dimensiuni mm
Plagioclazi, fenocristale } Plagioclazi, microlite }	15,6	2,22×1,42 — 0,63×0,41 — 0,20× 0,14 0,47×0,09 — 0,31×0,09 — 0,07× 0,03
Augit } Hipersten }	1,6	0,80×0,41 — 0,38×0,30 1,03×0,32 — 0,41×0,17
Minerale opace	1,0	0,35×0,20 — 0,09×0,07 — 0,01×01,01
Pastă	81,7	

Determinările executate cu masa Fedorov arată pentru plagioclazii din fenocristale o compoziție cuprinsă între 58 și 65% An, iar pentru microlite 59—60%. În afara legilor simple, acești plagioclazi mai sînt maclați și după complexele Albit + Karlsbad și Albit-Ala. 2 V măsurat = 86°, corespunzător unui labrador bazic.

Și în aceste roci dimensiunile microlitelor variază între limite foarte largi, atingînd uneori mărimea fenocristalelor mai mici. Și în acest caz însă, ele se deosebesc cu destulă ușurință pe baza habitusului cristalografic diferit. Microlitele prezintă cristale prismatice alungite, pe cînd fenocristalele sînt mai mult tabulare.

Piroxenii în general sînt alterați, hiperstenul mai puternic decît augitul.

Textura fluidală a rocii este scoasă în evidență de orientarea atît a microlitelor, cît și a fenocristalelor.

Ca elemente străine conține adesea enclave formate dintr-o rocă holocristalină echigranulară, bogată în minerale opace și melanocrate alterate. Alteori, se observă, tot ca elemente străine, cristale mari de plagioclazi izometrici, cu contururi rotunjite, corodate și completate ulterior cu o zonă marginală de compoziție diferită de restul cristalului.

Pe planele de crăpături verticale, care determină separarea în coloane, și această rocă conține cristale bine individualizate de calcită și de zeoliți.

CONSIDERAŢII ASUPRA MODULUI DE FORMARE A PSEUDOAGLOMERATELOR DIN VALEA FIRIZEI

Cursul inferior al văii Firizei, fiind bine dezvelit prin numeroase deschideri naturale şi cariere în exploatare, oferă posibilitatea observării multor fenomene deosebit de interesante. Unul dintre acestea îl constituie şi formarea pseudoaglomeratelor.

Ideea formării pseudoaglomeratelor a apărut în literatura de specialitate abia în urmă cu cîţiva ani (14), (12), iar recent existenţa acestor tipuri de roci a fost menţionată şi în regiunea cercetată de noi (6).

Observarea mai atentă a modului de prezentare pe teren a acestor roci ne-a condus la unele concluzii cu privire la condiţiile de formare a lor. Am avut prilejul să studiem atît pseudoaglomeratele din cariera Algamaţia, cît şi pe acelea din cariera Limpedea şi să deosebim după modul de formare :

1. Pseudoaglomerate care au luat naştere datorită fragmentării rocii masive prin diaclazare şi

2. Pseudoaglomerate formate datorită fragmentării rocii prin mişcări tectonice ulterioare.

Modul de formare a acestor două tipuri de pseudoaglomerate îl putem schiţa în felul următor :

1. La explicarea modului de formare a primei categorii de pseudoaglomerate ne-au condus observaţiile făcute în cariera de la Limpedea (versantul stîng), unde am putut urmări toată gama de trecere de la roca masivă pînă la pseudoaglomerate. Principalele stadii de dezvoltare am căutat să le ilustrăm printr-o serie de fotografii executate pe teren (fig. 1, 2, 3 şi 4).

Diaclazarea după trei plane perpendiculare despică un corp de roci eruptive, în fragmente paralelipipedice, mai mult sau mai puţin izometrice (fig. 1). Prin tocirea colţurilor şi a muchiilor, care rezistă cel mai puţin la acţiunea de distrugere a agenţilor atmosferici, se ajunge treptat la rotunjirea fragmentelor, care duce la separarea sferică a rocii (fig. 2 şi 3), împrumutîndu-i un aspect de pillow-lava. Dimensiunile acestor fragmente nu variază în limite prea largi, deoarece ele au fost determinate iniţial de prezenţa aceluiaşi sistem de diaclaze.

Într-un stadiu mai avansat al formării pseudoaglomeratelor din această categorie, iau naştere „pseudobombe" (fig. 4) sau „pseudolapili", în funcţie de dimensiunea fragmentelor răspîndite haotic într-un „nisip" format pe seama materialului interfragmentar, puternic mărunţit al rocii.

Printr-o intensă circulaţie a soluţiilor prin roci ajunse la un astfel de stadiu avansat de dezagregare se poate realiza cimentarea fragmentelor cu substanţe precipitate din soluţie, luînd astfel naştere un „pseudoconglomerat", alcătuit din fragmente rotunjite nu prin transport în mediu acvatic, ci prin dezagregare în locul lor de formare original.

2. La descifrarea celui de-al doilea mod de formare a pseudoaglomeratelor, ne-au condus observaţiile microtectonice şi petrografice făcute asupra rocilor din cariera Algamaţia. Şi aici apar pseudoaglomerate, mai

ales în partea de nord a carierei, însă aspectul acestora diferă de cel al pseudoaglomeratelor din cariera Limpedea, tratate anterior (fig. 5).

În cariera Algamația, în afara fragmentării prin diaclazare, roca a mai fost afectată și de intense mișcări tectonice, care au dus la sfărîmarea ei în fragmente colțuroase, neregulate, de dimensiuni ce variază în limite largi. Datorită faliilor verticale dirijate N 60° V/88° NE, frecvente în această carieră s-a putut realiza o intensă circulație a soluțiilor hidrotermale, ceea ce a condus la transformarea rocii, și în special a fragmentelor mici, precum și a materialului interfragmentar. Datorită acestor soluții, fragmentele adesea sînt cimentate cu opal de culori variate, alb, galben, violet etc. (fig. 6).

Alterarea argilitică de asemenea este puternică în aceste zone de intensă fragmentare tectonică, ducînd la formarea unui mineral argilos din grupa montmorillonitului, asociat cu hematită și limonită. Pereții golurilor rocii și aici sînt adesea căptușiți cu cristale de zeoliți.

OBSERVAȚII MICROTECTONICE ȘI STRUCTURALE PETROLOGICE

Cercetările de analiză microtectonică și structurală petrologică reprezintă un domeniu nou de cercetare în țara noastră, folosindu-se la început pentru lămurirea structurii unor masive de granite din Dobrogea de nord [1]) (8), (9), (10), (11) și apoi la șisturi cristaline (16).

Aplicarea acestor metode și asupra regiunilor eruptive terțiare s-a făcut pentru prima dată prin studiul masivului subvulcanic de la Toroiaga, Baia-Borșa (13).

Prin lucrarea de față se caută să se extindă aceste metode și asupra unor roci efuzive (curgeri de lave, pseudoaglomerate).

Condițiile geologice în care iau naștere rocile eruptive terțiare (în special cele efuzive), fiind mult diferite de acelea care duc la formarea granitelor, sau mai cu seamă a șisturilor cristaline, ne-au pus în fața unor probleme metodologice uneori destul de dificile, care se cereau să fie lămurite pe parcursul cercetărilor noastre.

Sînt deosebite aici atît forțele tectonice care acționează, cît și mișcările generate de ele. O altă dificultate întîmpinată a constituit-o compoziția mineralogică diferită a rocilor andezitice de a acelora studiate pînă în prezent (granite). Cristalele de cuarț primare, ale căror orientări după planele Böhm și planele cu incluziuni fluide, atît de bine studiate în granite, lipsesc cu desăvîrșire în andezite sau chiar dacă ele sînt prezente în unele varietăți cuarțifere numărul lor redus nu permite o evaluare statistică. Acest fapt ne-a determinat să alegem alte elemente structurale, care să reflecte mișcările petrecute în interiorul magmei (Toroiaga) sau lavei (valea Firizei). Asemenea minerale, favorabile pentru determinări, s-au dovedit a fi feldspații a căror participare cantitativă la alcătuirea rocilor studiate de noi, precum și orientarea lor după habitusul cristalografic ne pot oferi, după cum vom vedea, rezultate concludente.

[1]) A. Barbu, *Analiza structurală petrologică a masivului eruptiv de la Iacobdeal — Turcoaia (Dobrogea de nord)*, Disertație de aspirantură, Iași, 1959.

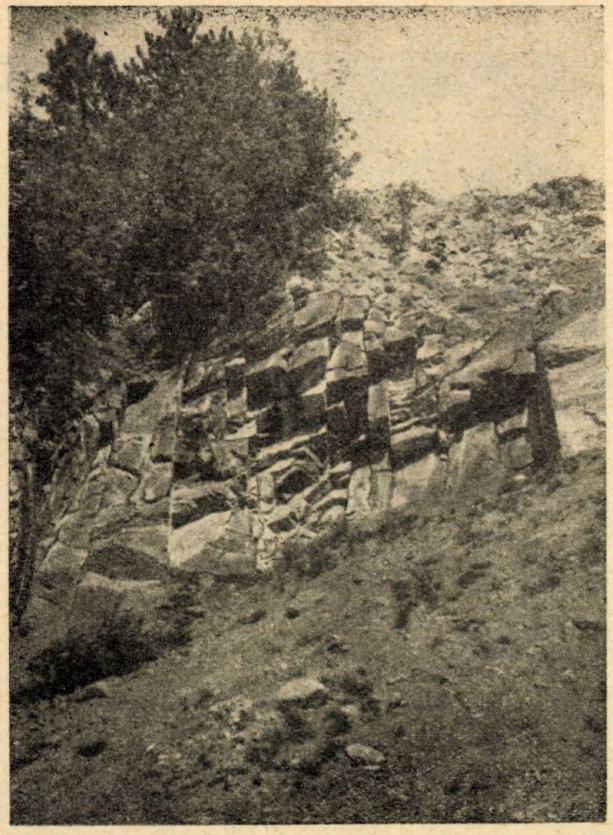
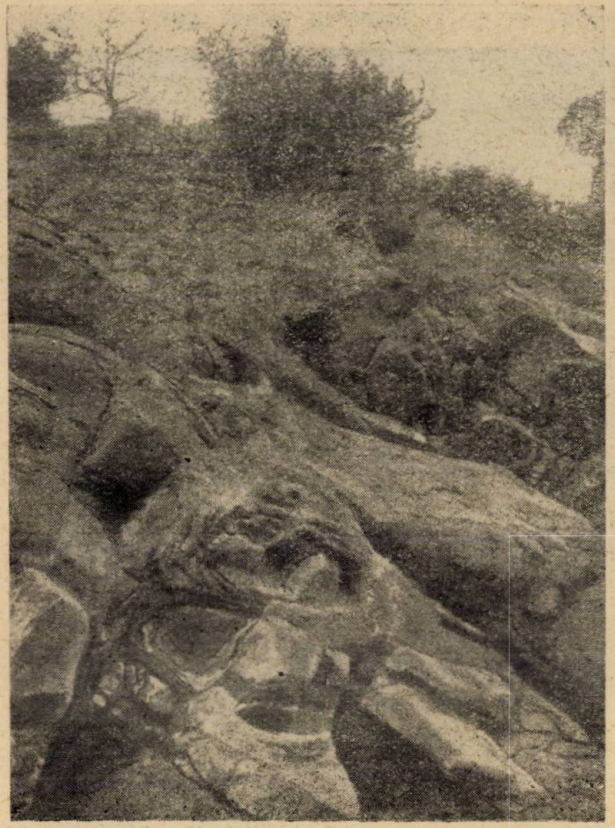


Fig. 1. — Roca masivă diaclazată în cariera Limpedea (versantul stîng al văii Firizei).

Fig. 2. — Separare sferică, reprezentînd un stadiu timpuriu al formării pseudoaglomeratelor.



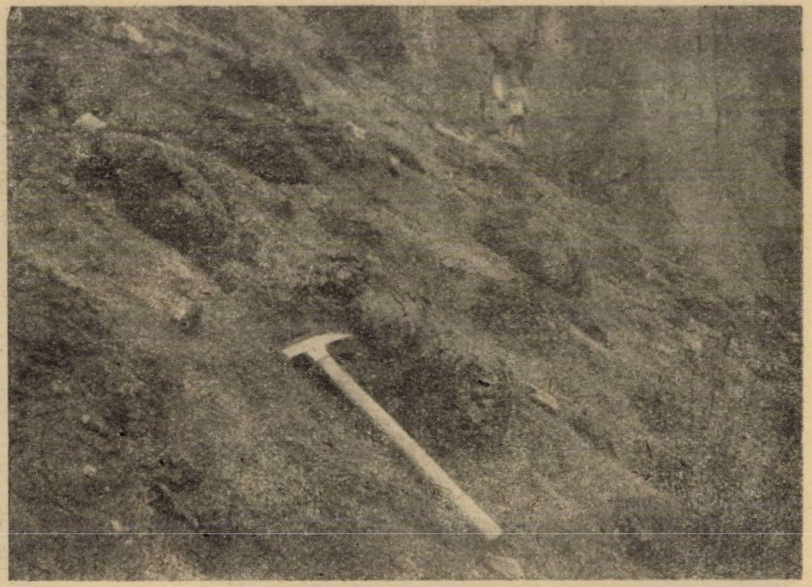


Fig. 4. — „Pseudobombe", marcînd un stadiu avansat de dezagregare a andezitului cu separație sferică.

Fig. 3. — **Separarea sferică mai accentuată în cariera Limpedea.**

Fig. 5. — Pseudoaglomerate în partea de N a carierei Algamaţia.

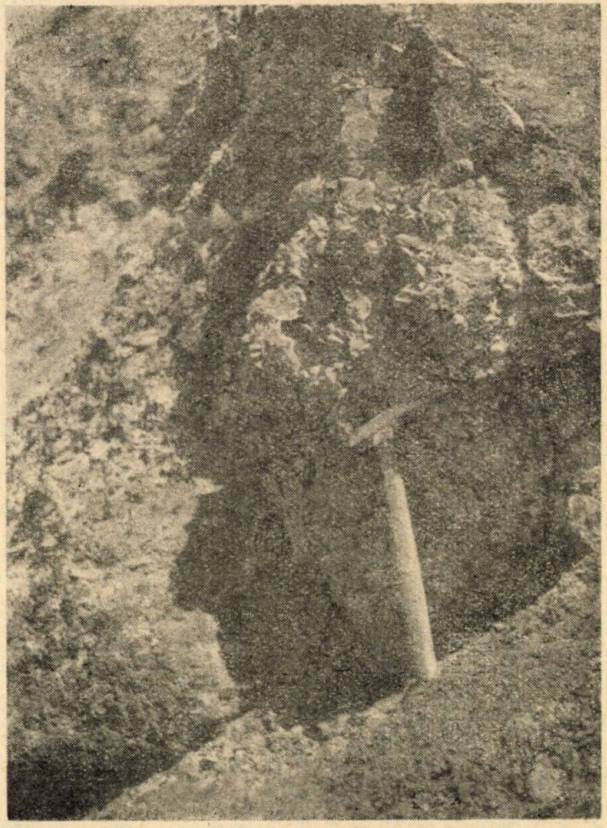


Fig. 6. — Pseudobrecie cu ciment de opal în partea de N a carierei Algamaţia.

Trebuia să excludem din studiile noastre structurale petrologice elementele melanocrate din mai multe motive : ele participă la alcătuirea rocii în cantitate mult prea redusă pentru a putea fi folosite în aprecieri statistice ; se alterează foarte uşor, devenind astfel neutilizabile din punctul nostru de vedere ; pleocroismul intens al unora dintre specii, îngreuiază foarte mult determinările de orientare la microscop.

Un element nou în privinţa reprezentării grafice îl constituie notarea axelor tectonice *a*, *b*, *c* în diagramele structurale pentru orientarea preferenţială a cristalelor de feldspaţi ; de asemenea, indicarea planului şi în special a direcţiei de mişcare a topiturii, pe care am notat-o în diagrame cu o săgeată. Datorită acestor notaţii, diagramele structurale devin mai grăitoare şi mai concludente.

Pentru o cît mai bună înţelegere, am căutat să însoţim reprezentările grafice cu cîte o imagine fotografică referitoare la cariera în care am efectuat cercetările, imprimînd astfel expunerii noastre un caracter mai concret.

Ca să ne putem convinge de aplicabilitatea metodelor de studiu la cercetarea unor roci efuzive de vîrstă terţiară, am căutat să studiem la început o regiune care să fie, pe de o parte, suficient de bine deschisă, atît prin cariere cît şi prin dezveliri naturale, şi, pe de altă parte, să fie alcătuită din roci pe cît posibil proaspete. În acest scop, cercetările noastre s-au axat pe valea Firizei, pe care o vom examina în cele ce urmează.

1. *Sistemele de crăpături naturale*

a. *În cariera Algamaţia* apar andezite cu hipersten de culoare cenuşie închis, în care se observă, cu ochiul liber, zone paralele de curgere hematitizată, de culoare roşie. La microscop, roca prezintă structură porfirică şi textură fluidală. În pasta hialopilitică sau uneori criptocristalină sînt cuprinse fenocristalele prismatice de plagioclazi, adesea puternic zonaţi, şi hipersten ca elemente principale, la care se mai adaugă o cantitate redusă de hornblendă complet opacitizată, precum şi minerale opace.

Prin prelucrarea statistică a rezultatelor de măsurători microtectonice, s-au pus în evidenţă trei sisteme principale de crăpături naturale, care fragmentează roca andezitică deschisă în această carieră.

Sistemul de crăpături M_1, care reprezintă principala direcţie de despicare a rocii, este reprezentat în figura 7 şi pus în evidenţă în diagramele *Ia*, *IIa*, *IIIa* ale acestei figuri, prin maxime bine pronunţate, indi-

Fig. 7. — Cariera Algamaţia.

I, *II* şi *III*. Locul de unde s-a colectat proba ; *I a*, *II a*, şi *III a*, diagramele de orientare a planelor de crăpături naturale ; *I b*, *II b*, şi *III b*, diagrame structurale, reprezentînd orientarea preferenţială a fenocristalelor de plagioclazi (polii planelor de clivaj (010)).

M_1, M_2, şi M_3. Principalele sisteme de crăpături naturale ; *a*, *b*, şi *c*, axe tectonice ; *a* şi *b*, plan de curgere ; $a \rightarrow b'$ direcţia de mişcare.

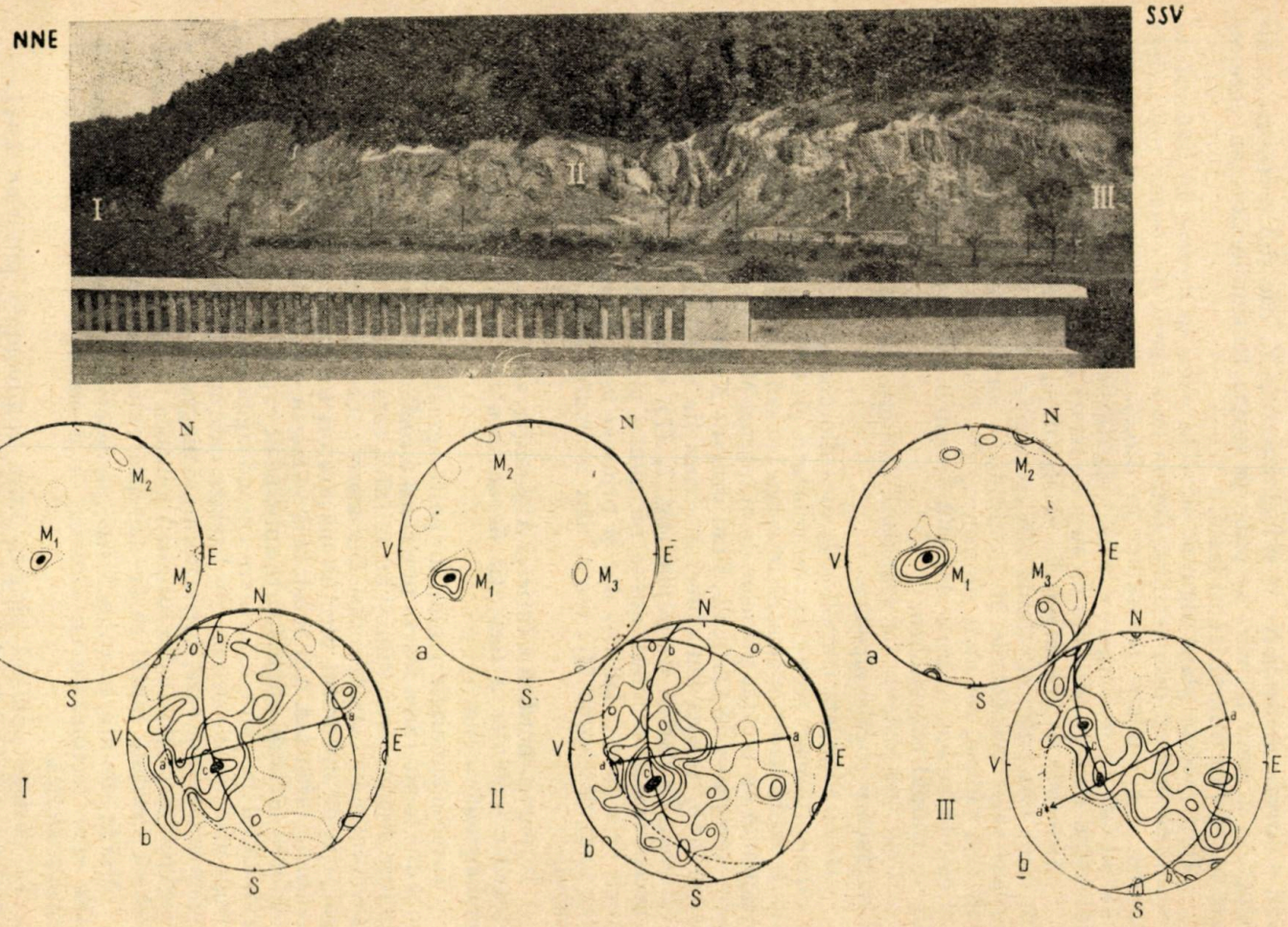


Fig. 7

cînd o direcție generală N—S și înclinare spre V. Ele sînt crăpături endochinetice, a căror formare se pune pe seama tensiunilor interne, care au luat naștere în timpul răcirii lavei.

După aceste plane riguros paralele, roca se desface în bancuri de grosimi de ordinul decimetrilor. Zonele de curgere, de culoare roșie, deja amintite, se aliniază totdeauna în direcția planelor de crăpături M_1, indicînd direcția de curgere a lavei. Crăpăturile M_1 au un caracter constant, traversînd roca pe distanțe de sute de metri și prezintă suprafețe netede.

Sistemele de crăpături M_2 și M_3, după cum rezultă din diagrame, sînt mult mai puțin constante atît ca poziție, cît și ca frecvență. Ele taie perpendicular crăpăturile M_1, putîndu-se urmări pe teren, pe distanțe mult mai reduse, cel mult de ordinul metrilor. Sînt de asemenea crăpături endochinetice, apărute datorită tensiunilor interne, care au luat naștere în timpul consolidării.

Cele trei sisteme de crăpături naturale determină despicarea rocii în fragmente paralelipipedice.

După completa consolidare, roca din această carieră a fost afectată de intense mișcări tectonice. Se constată prezența a două direcții principale de falii, care traversează întreaga carieră, și anume : una din direcții corespunde cu poziția planelor de crăpături M_1, iar cealaltă are o poziție foarte apropiată de verticală, fiind dirijată *N* 60° V/88° NE. De-a lungul acestor linii, adesea am observat striuri de alunecare, în partea de sud a carierei. În partea de mijloc (fig. 7, *II*), efectele mișcărilor tectonice se accentuează, manifestîndu-se nu numai prin zdrobirea mai puternică a rocii de-a lungul faliilor, dar și printr-o ușoară ridicare a corpului de lavă, încît diaclazele M_1, devin mai înclinate decît în partea de sud a carierei.

În partea nordică a carierei Algamația, sfărîmarea rocii sub acțiunea mișcărilor tectonice a fost atît de accentuată, încît a dus la formarea pseudoaglomeratelor.

Intensa circulație a soluțiilor postmagmatice prin aceste zone fragmentate a dus la alterarea foarte puternică a rocilor, alterare care se manifestă prin formarea nontronitului și limonitului, care atrag atenția în cariere datorită coloraței lor caracteristice. Din aceste cauze, în partea de nord a carierei Algamația nu am putut efectua măsurători microtectonice și nici colecta eșantioane orientate. Am reușit însă să facem observații structurale, într-o deschidere naturală aflată foarte aproape de capătul nordic al carierei, asupra stadiului incipient de formare a pseudoaglomeratelor. Aici, se mai puteau distinge principalele sisteme de diaclaze, care au determinat formarea pseudoaglomeratelor, și care, după cum arată diagrama structurală *Ia* (fig. 7), au aceeași poziție ca și cele din cariera Algamația de sud și de mijloc, dovedind astfel cu claritate faptul că ele sînt provenite din aceleași lave.

Mai în amunte, pe valea Firizei, în deschideri naturale se mai observă și alte zone tectonizate cu formare de pseudoaglomerate pe alocuri cu separație sferică.

În cariera părăsită situată între confluențele pîraielor Herja și Limpedea, principalele sisteme de crăpături naturale arată mai multă

asemănare cu acelea din carierele Limpedea, cu separație sub formă de coloane. Și aici, predomină cele două sisteme de crăpături M_2 și M_3, cu direcția NE—SV și NV—SE, cu înclinare mare apropiată de verticală.

b. *În cariera Limpedea*, situată pe versantul stîng al văii Firizei, se disting două tipuri de sisteme de diaclaze (fig. 8). În partea de nord

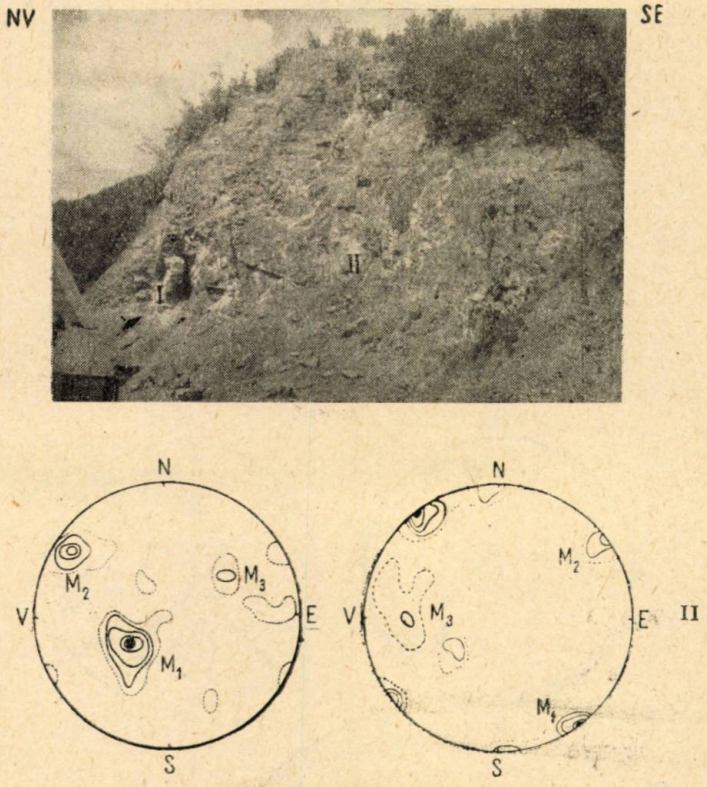


Fig. 8. — Cariera de la confluența cu pîriul Limpedea (versantul stîng al văii Firizei).

a, Diagrama orientării crăpăturilor naturale în plăci orizontale din partea de nord a carierei; *b*, diagrama orientării crăpăturilor verticale din partea de sud a carierei. Se observă limita netă care desparte cele două tipuri de diaclaze.

a carierei se individualizează trei sisteme principale de diaclaze. Crăpăturile M_1, apropiate ca poziție de orizontală, sînt predominante și determină aspectul de strate al rocii. După aceste crăpături, roca se desface în bancuri de ordinul decimetrilor. Crăpăturile M_2 și M_3, de frecvență mai redusă, taie perpendicular crăpăturile M_1.

În partea de mijloc a aceleiași cariere (fig. 8, *II*), predomină două sisteme de crăpături principale verticale, cu direcție NE—SV și NV—SE. Crăpăturile orizontale au o frecvență mică, încît diaclazele încep să ia

alură de coloane, dar încă neindividualizate aşa de precis ca în cariera din versantul drept al văii Firizei.

În partea sudică a carierei, în care predomină aceleaşi sisteme de crăpături naturale, ca şi în partea de mijloc, am putut urmări pas cu pas formarea pseudoaglomeratelor.

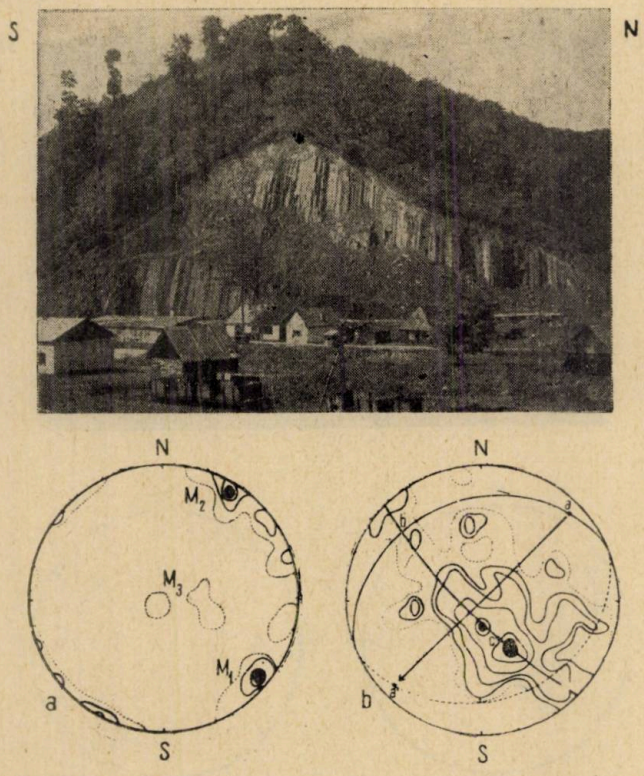


Fig. 9. — Cariera cu separaţie în coloane de pe versantul drept al văii Firizei, la confluenţa cu pîrîul Limpedea.
a. Diagrama poziţiei crăpăturilor naturale; *b*. diagrama de orientare preferenţială a cristalelor de feldspaţi.

Pe versantul drept al văii Firiza se află frumoasa carieră cu separaţii în coloane a andezitului bazaltoid (fig. 9). Aici, predominarea celor două sisteme principale de crăpături primare M_1 şi M_2 a dus la separarea rocii în coloane bine dezvoltate. De-a lungul acestor crăpături verticale se observă foarte des depuneri de cristale de calcită şi zeoliţi şi, uneori, striuri tectonice.

În partea sudică a acestei cariere, prin predominarea treptată a crăpăturilor M_3 orizontale şi prin scăderea concomitentă a frecvenţei crăpăturilor verticale M_1 şi M_2 se ajunge treptat la o separaţie a rocilor în bancuri.

2. *Considerații asupra mișcării lavelor*

După ce am văzut care sînt principalele sisteme de crăpături naturale primare, să examinăm diagramele structurale care ilustrează mișcările lavei, prin consolidarea cărora au luat naștere rocile andezitice din valea Firizei.

În cariera Algamația, după cum se vede din figura 7 diagramele *Ia*, *IIb*, *IIIb*, care ilustrează orientarea preferențială a fenocristalelor de plagioclazi, concordă perfect cu diagramele crăpăturilor, și anume : maximele de frecvență aflate în cuprinsul centurii, care ne indică axa tectonică *c*, se suprapun peste maximele determinate de frecvența planelor de crăpături principale M_1. Deci, planul de mișcare *a*—*b*, din diagramele notate cu *b*, este paralel cu planele de crăpătură M_1, a căror orientare corespunde cu aceea a zonelor roșii de curgere deja amintite. Direcția *a*→*a'*, cuprinsă în planul de mișcare *a*—*b*, indică direcția de deplasare a lavei, marcată de orientarea feldspaților, cu axa de alungire cristalografică. Din diagrame reiese că lavele care s-au consolidat aici au avut o direcție de mișcare ENE—VSV, deci provin dintr-un centru de erupție situat la ENE de carieră.

Din cele trei diagrame structurale (fig. 7, *Ib*, *IIb*, *IIIb*) mai reiese clar și faptul că pseudoaglomeratele provin din aceleași lave, care prin consolidare au dat naștere andezitelor din cariera Algamația, deci nu se pot confunda cu aglomerate adevărate.

Dacă examinăm diagrama structurală din figura 9 *b*, care se referă la carierea Limpedea, observăm prezența unei centuri determinată de orientarea preferențială a feței (010) a cristalelor de plagioclazi, care se suprapun pe maximele crăpăturilor M_1 și M_3 din diagrama *a*, din aceeași figură. Axa tectonică *c*, determinată de poziția maximei duble din cuprinsul centurii, coincide cu poziția sistemului de crăpături M_3, adică cu baza coloanelor. Planul de mișcare *a*—*b*, din diagrama *b* (fig. 9), respectiv direcția de mișcare *a*→*a'*, este paralel cu planele de crăpături M_3. De aici rezultă că mișcarea lavei s-a produs paralel cu baza coloanelor și, deci, coloanele se orientează perpendicular pe direcția de mișcare a lavei.

Menționăm că, inițial, noi am construit separat diagrame structurale atît pentru plagioclazii fenocristalelor cît și pentru microlite, dar văzînd că poziția acestora se suprapune, le-am însumat într-o singură diagramă.

Demn de menționat mai este și faptul că din diagrama *b* (fig. 9), prin prezența curbelor de egală frecvență care înconjură maximele, se poate citi și habitusul mineralelor. După cum s-a arătat, în cazul fenocristalelor habitusul fiind tabular, aceste cristale alunecă în direcția planului de mișcare, dînd curbe de egală frecvență mai dese în jurul maximului. Aceste cristale tabulare, datorită formei lor cristalografice, au mai puțină posibilitate să se rotească în jurul axei de alungire (axa de rotire) în timpul curgerii decît cristalele cu habitus prismatic.

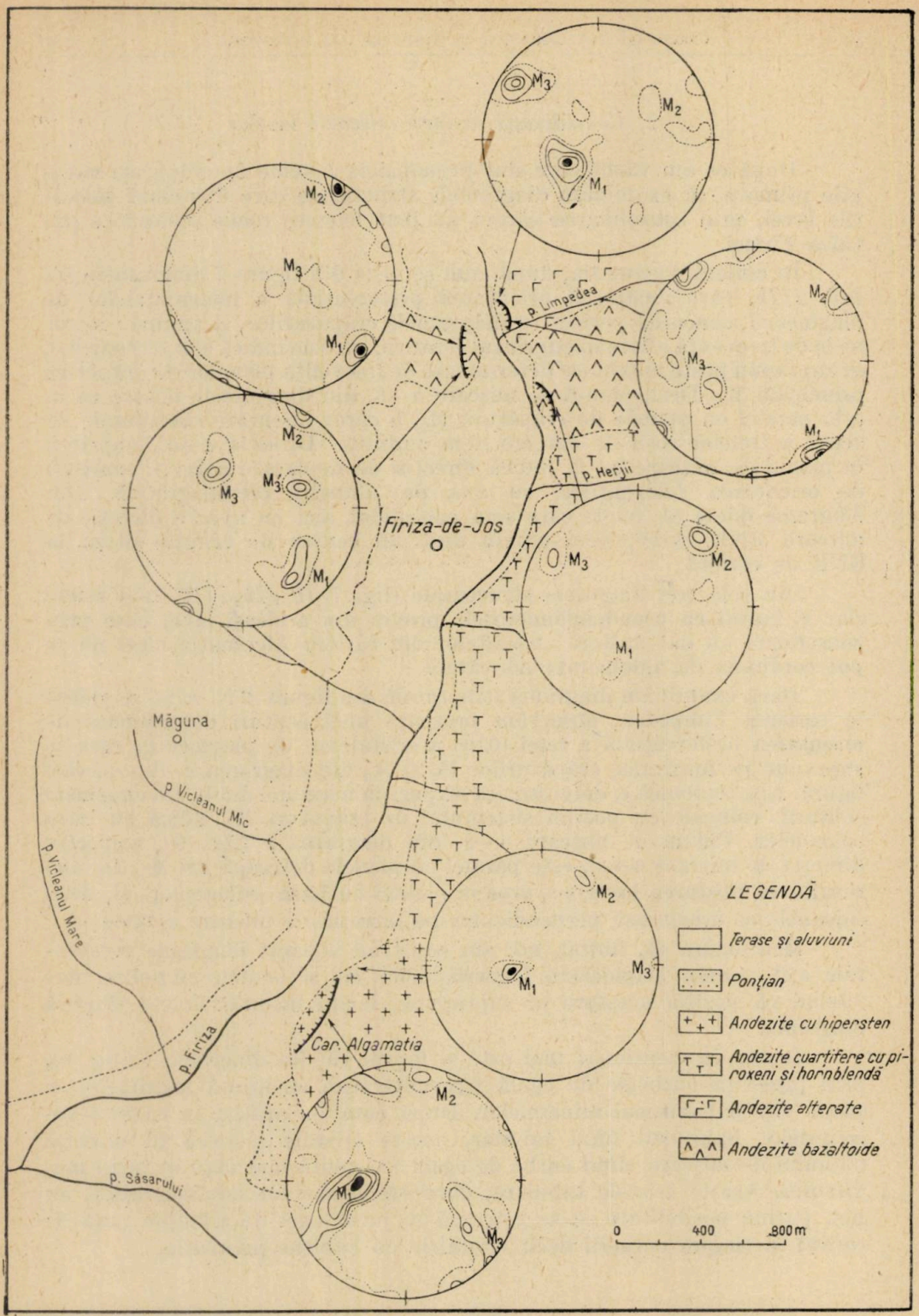


Fig. 10. — Schița microtectonică a văii Firizei (Baia-Mare).

Fig. 11. — Structura andezitului cu hipersten din cariera Algamaţia (nicoli + ; 50 ×).

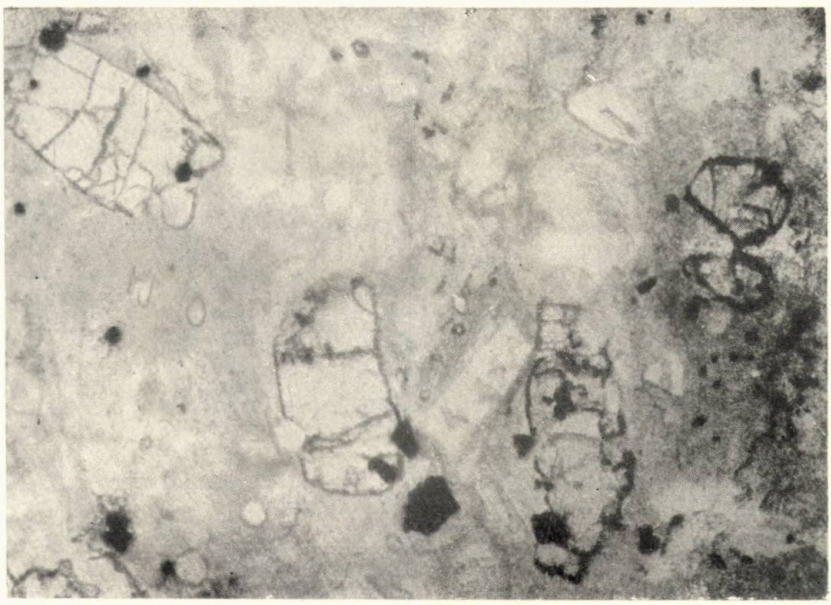


Fig. 12. — Fenocristale de hipersten proaspăt în asociaţie cu cristale de hipersten cu margini opacitizate, în zonele de curgere ale rocii (nicoli // ; 100×).

c. 545 d. p. 158

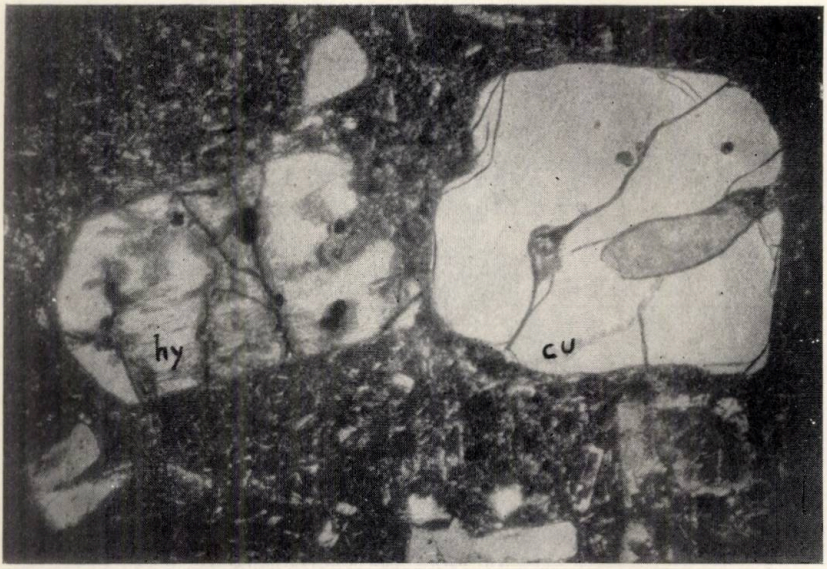


Fig. 13. — Structura andezitului cuarțifer cu piroxeni și hornblendă. Firiza-de-Jos. *hy*, Hipersten bastitizat ; *cu*, cuarț corodat (nicoli + ; 100×).

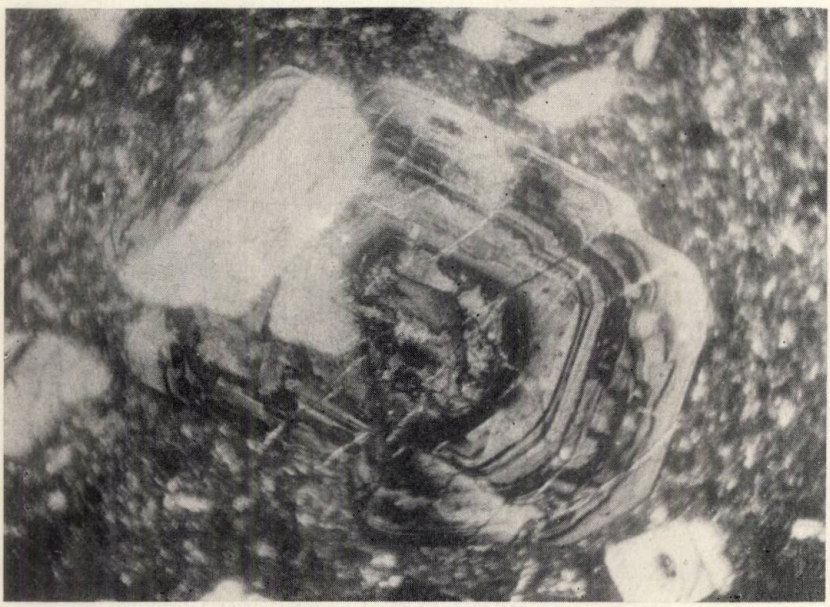


Fig. 14. — Plagioclaz zonat. Firiza-de-Jos (nicoli + ; 100 ×).

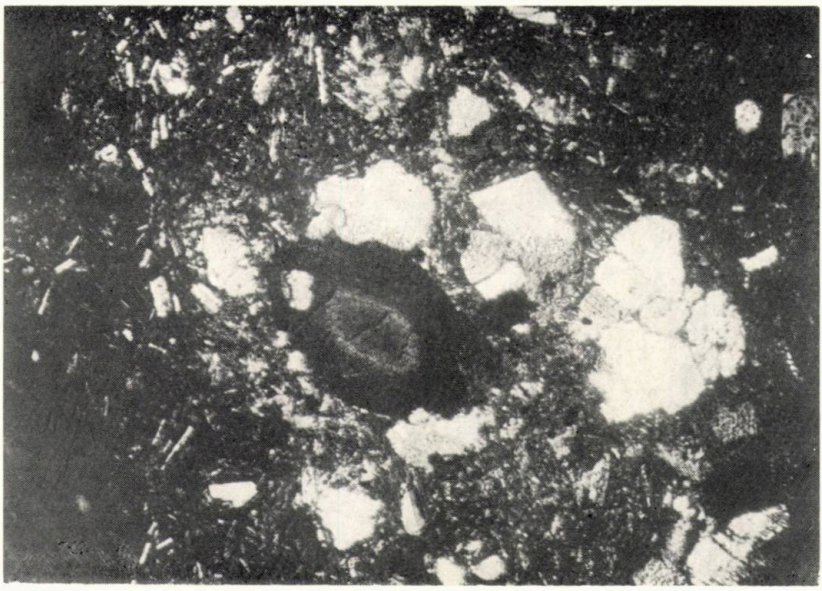


Fig. 15. — Augit zonat în andezit cu piroxeni și hornblendă (nicoli + : 50 ×).

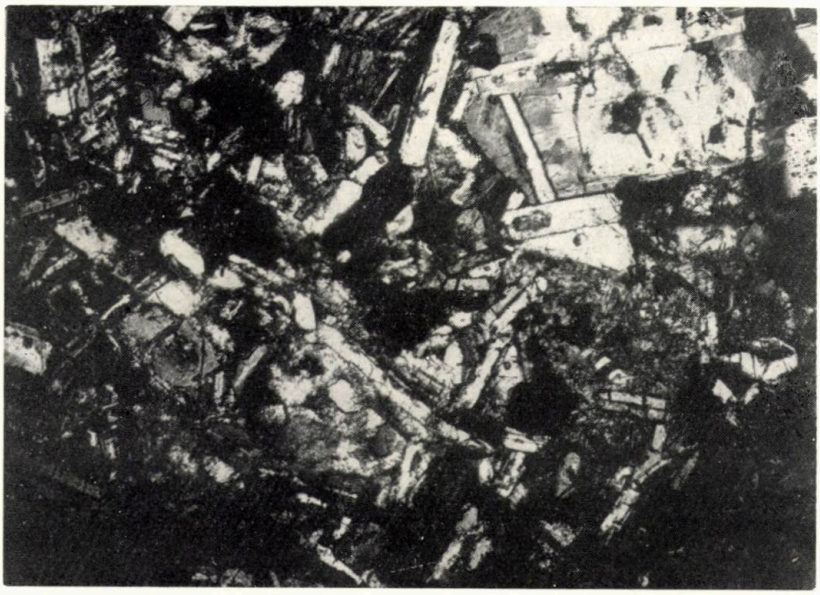


Fig. 16. — Anclavă de rocă holocristalină în andezit cu piroxeni și hornblendă (nicoli + ; 50 ×).

Fig. 17. — Cuarț secundar și sferocalcit în adezit (nicoli + ; 50 ×).

Fig. 18. — Structura andezitului bazaltoid din cariera Limpedea (nicoli + 50×).

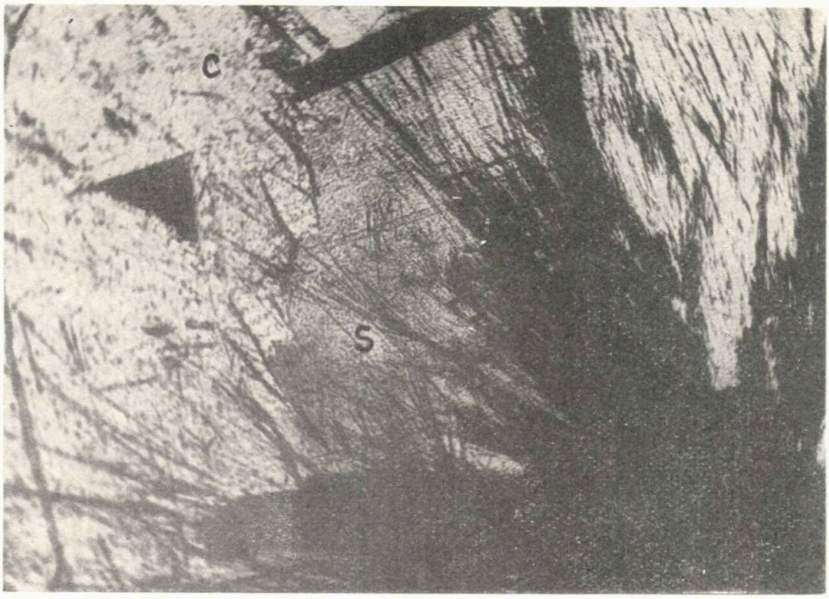


Fig. 19. — Calcit (*c*), stilbit (*s*) și thomsonit (*t*) în crăpăturile andezitului din cariera Limpedea (nicoli + ; 50 ×).

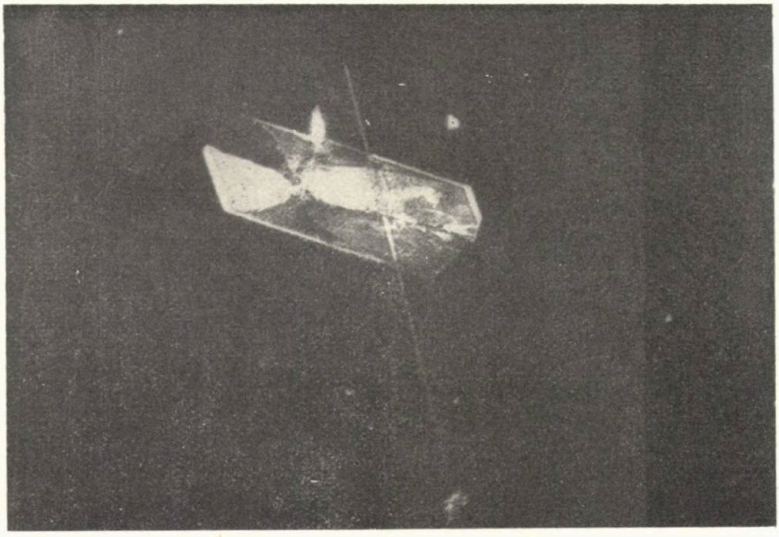


Fig. 20. — Maclă ciclică la cristal de stilbit, în asociație cu cristale aciculare de thomsonit. Cariera Limpedea, versantul sting (nicoli + ; 50 ×).

După cum rezultă din cercetările noastre, centrul de erupție, din care provin aceste roci, se situează la NE de această carieră și a avut o activitate foarte intensă dînd naștere la curgeri de lave de grosimi considerabile, care la nivelul actual de eroziune a generat roci cu structură și grad de cristalinitate ridicate, ce indică o consolidare de lungă durată.

CONCLUZII

Rezultatele cercetărilor petrografice, obținute prin lucrarea de față, ne-au condus la formularea următoarelor concluzii :

Studiul microscopic a pus în evidență, în cursul inferior al văii Firizei, prezența următoarelor tipuri de roci andezitice : andezite cu hipersten, andezite cuarțifere cu piroxeni și amfiboli ; andezite propilitizate și andezite bazaltoide.

S-au descris trei specii de zeoliți (stilbit, thomsonit și scolecit), nefiind menționați pînă în prezent în această regiune. Aceștia se află fie depuși pe crăpăturile verticale ale rocilor, fie în vacuolele aflate în zonele de curgere. Ei dovedesc natura bazică a ultimelor veniri de soluții de temperatură scăzută, care au acționat asupra rocilor deja consolidate.

Se dă interpretarea petrografică a zonelor de curgere de culoare roșie, prezente în andezitul cu hipersten din cariera Algamația.

Au fost urmărite pe teren și redate prin imagini fotografice stadiile de transformare ale unei roci masive în pseudoaglomerate, deosebindu-se din punct de vedere genetic pseudoaglomeratele care au luat naștere datorită dezagregării în direcția principalelor sisteme de diaclaze primare, de pseudobrecii, a căror formare a fost condiționată, pe lîngă diaclazarea primară, și de mișcările tectonice ulterioare, care au dus la fragmentarea rocii masive în bucăți angulare neregulate.

Metoda structurală petrologică aplicată la aceste roci permite formularea următoarelor concluzii :

În cariera Algamația, maximele crăpăturilor naturale M_1 se suprapun cu maximele de frecvență a orientării preferențiale ale planelor (010) de plagioclazi. Aceasta arată că mișcarea s-a produs paralel cu planele principale de despicare naturală și totodată paralel cu zonele de curgere de culoare roșie ale rocii.

Din figura 7 (*Ia*, *Ib*) mai rezultă și faptul că pseudoaglomeratele aflate la nord de cariera Algamația prezintă aceleași caractere structurale petrologice ca și lavele din carieră, dovedind că ele au luat naștere din aceleași lave, prin procese de transformare ulterioară.

În cazul separației columnare a andezitului bazaltoid din cariera Limpedea, mișcarea lavei a avut loc paralel cu baza coloanelor, adică cu crăpăturile M_3.

Curgerile de lave, din consolidarea cărora au luat naștere rocile din valea Firizei, provin deci din centre de erupție situate la NE, respectiv la ENE de carierele studiate.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ И СТРУКТУРНО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПОРОД ДОЛИНЫ ФИРИЗА (БАЯ-МАРЕ)

РЕЗЮМЕ

В работе дается петрографическое описание типов пород, обнажающихся в долине Фириза: гиперстеновые андезиты, андезиты с пироксенами и роговой обманкой, кварцевые, пропилизированные андезиты и андезито-базальты третьей фазы (постпонтической), заключающей вулканическую деятельность в области Бая-Маре.

Псевдоагломераты и псевдобрекчии описываются в свете условий их образования.

К изучению этих же пород применяется метод структурно-петрологического анализа. Было обнаружено, что при разделении пород на отдельные слои (карьер Алгаманция), максимумы естественных трещин M_1 совпадают с максимумами частоты плоскостей (010) полевых шпатов. Это показывает что движение лавы происходило параллельно с этой системой трещин. Псевдоагломераты, обнажающиеся к северу от карьера Алгамация, имеют те же структурные характеры, как и лавы. Это доказывает, что первые произошли из последних, посредством позднейших процессов.

При столбчатой отдельности андезито-базальтов из карьера, находящегося у слияния Фиризы с Лимпедя, максимум ориентировки плоскостей (010) полевых шпатов (фенокристаллы + микролиты) совпадает с максимумом естественных трещин M_3, т.е. с основанием столбов. Здесь столбчатая отдельность формировалась перпендикулярно по отношению к направлению течения лавы.

Центры извержения, откуда произошли изученные лавы, находились на СВ и ВСВ от исследованных карьеров.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Массивная диаклазированная порода в карьере Лимпедя (левый склон долины Фириза).

Рис. 2. — Сферическая отдельность, представляющая собой раннюю фазу образования псевдоагломерата.

Рис. 3. — Более ярко выраженная сферическая отдельность в карьере Алгамация.

Рис. 4. — „Псевдобомбы", представляющие собой позднюю фазу выветривания андезита со сферической отдельностью.

Рис. 5. — Псевдоагломераты в северной части карьера Алгамация.

Рис. 6. — Псевдобрекчия с окаловым цементом в северной части карьера Алгамация.

Рис. 7. — Карьер Алгамация. *I*, *II*, *III* — место откуда был взят образец; *Ia*, *IIa*, *IIIa* — диаграммы ориентировки плоскостей естественных трещин. *Ib*, *IIb*, *IIIb* — структурные диаграммы, изображающие преимущественную ориентировку фенокристаллов полевого шпата (полюсы плоскостей кливажа) (010). M_1, M_2, M_3 — Главные системы естественных трещин; *a*, *b*, и *c* — тектонические оси; *a* и *b* — плоскость течения; *a*—*a* — направление движения.

Рис. 8. — Карьер у слияния рек Фириза и Лимпедя (левый склон долины Фириза). *a* — диаграмма ориентировки естественных трещин в горизонтальных плитах северной части карьера. *b* — диаграмма ориентировки вертикальных трещин южной части карьера. Видна четкая граница, отделяющая эти два типа диаклаз.

Рис. 9. — Карьер со столбчатой отдельностью на правом склоне долины Фириза у слияния с речкой Лимпедя.

a — диаграмма расположения естественных трещин;

b — диаграмма преимущественной ориентировки кристаллов полевого шпата.

Рис. 10. — Схематическая микротектоническая карта долины Фириза (Бая—Маре).

Таблица I

Рис. 11. — Структура гиперстенового андезита из карьера Алгамация (Николи + ; 50 ×).

Рис. 12. — Свежие фенокристаллы гиперстена в ассоциации с кристаллами гипертена с помутневшими краями, в зонах течения породы (Николи II ; 100 ×).

Таблица II

Рис. 13. — Структура кварцевого андезита с пироксинами и роговой обманкой. Нижняя Фириза. *hy* — баститизированный гиперстен; *cu* — разъеденный кварц. (Николи + ; 100 ×).

Рис. 14. — Зональный плагиоклаз. Нижная Фириза. (Николи + ; 100 ×).

Таблица III

Рис. 15. — Зональный авгит в андезите с пироксенами и роговой обманкой. (Николи + ; 50 ×).

Рис. 16. — Включение полнокристаллической породы в андезите с пироксенами и роговой обманкой. (Николи + ; 50 ×).

Таблица IV

Рис. 17. — Вторичный кварц и сферокальцит в андезите. (Николи + ; 50 ×).

Рис. 18. — Структура андезита-базальта карьера Лимпедя. (Николи + ; 50 ×).

Таблица V

Рис. 19. — Кальцит (*c*), стильбит (*s*) и томсонит в трещинах андезита карьера Лимпедя. (Николи + ; 50 ×).

Рис. 20. — Цикличный двойник кристаллов стильбита, в ассоциации с игольчатыми кристаллами томсонита. Карьер Лимпедя, левый склон (Николи + ; 50 ×).

RECHERCHES PÉTROGRAPHIQUES ET D'ANALYSE STRUCTURALE PÉTROLOGIQUE DANS LA VALLÉE DE FIRIZA (BAIA-MARE)

RÉSUMÉ

L'auteur fait la description pétrographique des types de roches de la vallée de Firiza : andésites à hypersthènes, andésites quartzifères à pyroxènes et hornblende, andésites propylitisées et andésites basaltoï-

des, appartenant à la troisième phase d'éruption (postpontienne) qui clôt l'activité volcanique dans la région de Baia-Mare.

Les pseudoagglomérats et les pseudobrèches sont traités selon les conditions de leur formation.

A l'étude de ces mêmes roches on a appliqué également la méthode d'analyse structurale pétrologique et on a constaté que dans le cas de la séparation en bancs des roches (carrière d'Algamatia), les maxima pour les diaclases M_1 se superposent aux maxima de fréquence des plans (010) des feldspaths, ce qui indique que le mouvement de la lave a eu lieu parallèlement à ce systeme de diaclases. Les pseudoagglomérats, qui apparaissent au nord de la carrière d'Algamatia, présentent les mêmes caractères structuraux que les laves, ce qui prouve qu'ils proviennent des mêmes laves, par des processus ultérieurs.

Dans le cas de la séparation en colonnes des andésites basaltoïdes de la carrière située au confluent de la Vallée de Firiza avec le ruisseau Limpedea, le maximum marqué par l'orientation de la face (010) des plagioclases (phénocristaux + microlithes) se superpose au maximum des diaclases M_3, c'est-à-dire à la face basale des colonnes. Ici, la séparation en colonnes s'est produite perpendiculairement à la direction d'écoulement de la lave. Les centres d'éruption qui ont fourni les laves étudiées, se trouvaient au NE, respectivement à l'ENE des carrières étudiées.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — La roche massive diaclasée dans la carrière de Limpedea (versant gauche de la vallée de Firiza).

Fig. 2. — Séparation sphérique, représentant un stade initial de la formation du pseudoagglomérat.

Fig. 3. — Séparation sphérique plus accentuée dans la carrière de Limpedea.

Fig. 4. — « Pseudobombes» marquant un stade bien avancé de désaggrégation de l'andésite à séparation sphérique.

Fig. 5. — Pseudoagglomérats dans la partie nord de la carrière d'Algamatia.

Fig. 6. — Pseudobrèches à ciment d'opale dans la partie nord de la carrière d'Algamatia.

Fig. 7. — Carrière d'Algamatia.

I, II, III, Lieu de prélèvement de l'échantillon,

Ia, IIa, IIIa, diagrammes d'orientation des plans de diaclases.

Ib, IIb, IIIb, diagrammes structuraux, représentent l'orientation préférentielle des phénocristaux de plagioclases (pôles des plans de clivage (010)).

M_1, M_2, M_3 — principaux systèmes de diaclases ; *a, b, c* — axes tectoniques ; *a* et *b* — plan d'écoulement ; $a \rightarrow a'$ — direction du mouvement.

Fig. 8. — Carrière située sur le versant gauche de la vallée de Firiza au confluent avec le ruisseau Limpedea.

a) diagramme de l'orientation des diaclases qui ont généré des séparations en plaques horizontales dans la partie nord de la carrière.

b) diagramme de l'orientation des diaclases verticales dans la partie sud de la carrière. — La limite séparant les deux types de diaclases est nettement visible.

Fig. 9. — Carrière à séparation en colonnes sur le versant droit de la vallée de Firiza, au confluent avec le ruisseau Limpedea.

a) Diagramme des positions des diaclases.

b) Diagramme d'orientation préférentielle des cristaux de feldspath.

Fig. 10. — Esquisse microtectonique du périmètre vallée de Firiza (Baia-Mare).

Planche I

Fig. 11. — Structure de l'andésite à hypersthène dans la carrière d'Algamatia (Nicols + ; 50 ×).
Fig. 12. — Phénocristaux d'hypersthène frais associés à des cristaux d'hypersthène à bordures opacitisées, dans les zones d'écoulement de la roche (Nicols || 100 ×).

Planche II

Fig. 13. — Structure de l'andésite quartzifère à pyroxènes et hornblende. Firiza-de-jos. *hy* — hypersthène bastitisé ; *cu* — quartz corrodé (Nicols + ; 100 ×).
Fig. 14. — Plagioclase zoné. Firiza-de-jos (Nicols + ; 100 ×).

Planche III

Fig. 15. — Augite zoné dans l'andésite à pyroxènes et hornblende (Nicols + ; 50 ×).
Fig. 16. — Enclave de roche holocristalline dans l'andésite à pyroxènes et hornblende (Nicols + ; 50 ×).

Planche IV

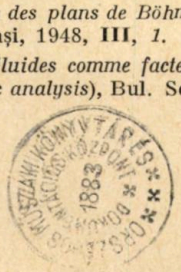
Fig. 17. — Quartz secondaire et sphérocalcite dans l'andésite (Nicols + ; 50 ×).
Fig. 18. — Structure de l'andésite basaltoïde dans la carrière de Limpedea (Nicols+ ; 50 ×).

Planche V

Fig. 19. — Calcite (*c*), stilbite (*s*) et thomsonite (*t*) dans les fissures de l'andésite de la carrière de Limpedea (Nicols + ; 50 ×).
Fig. 20. — Macle cyclique dans un cristal de stilbite, en association avec un cristal aciculaire de thomsomite. Carrière de Limpedea, versant gauche (Nicols + ; 50 ×).

BIBLIOGRAFIE

1. Ажгирей Д. Г., *Вопросы структурной геологии*, Изд. Иностр. лит., Москва, 1958.
2. Cioflica Gr., *Studiul geologic şi petrografic al formaţiunilor eruptive din regiunea Băiţa (Baia-Mare)*, Anal. Univ. Buc., seria şt. nat., 1956, **XI**.
3. Gheorghiţă O. şi Dofescu M., *Cercetări geologice în regiunea Firiza-Izvoare-Crăceşti*, Dări de seamă, Com. geol., 1962, **XLVI** (1958—1959).
4. Giuşcă D., *Die Entwicklung des Vulcanismus in der Gegend von Baia-Mare*, Конгресс Карпато-Балканской Ассоц., Киев, 1958.
5. — *Adularizarea vulcanitelor din reg. Baia-Mare*, Stud. şi cercet. geol., 1960, **X**, *3*.
6. Ianovici V. şi colab., *Ghidul excursiilor A. Baia-Mare*, Congr. al V-lea al Asoc. Carpato-Balcanice, Bucureşti, 1961.
7. Paucă M., *Sedimentarul din regiunea eruptivă de la N şi E de Baia-Mare*, Dări de seamă Com. geol., 1955, **XXXIX** (1952—1953).
8. Savul M., *Les orientations des plans de Böhm dans les cristaux de quartz*, Bull. Soc. Polit. „Gh. Asachi", Iaşi, 1948, **III**, *1*.
9. Savul M., *Les inclusions fluides comme facteur important dans l'analyse pétrologique structurale (Petrofabric analysis)*, Bul. Soc. secţ. şt. Acad. Rom., 1948, **XXX**, *4*.



10. SAVUL M. şi BARBU AL., *Relaţii între suprafeţele cu incluziuni fluide din cristalele de cuarţ şi tectonica de amănunt în cazul masivului granitoidic de la Greci*, Bul. ştiinţ. Acad. R.P.R., Secţiunea de biologie, ştiinţe agricole, geologie şi geografie, 1951, **III**, *3—4*.
11. — *Cercetări de analiză structurală petrologică asupra masivului eruptiv Pricopan*, Stud. şi cercet. geol., 1962, **VII**, *2*.
12. SZÁDECZKY-K. E., *A vulkáni hegységek kutatásának nehány alapkérdéséről*, Földt. Közl., 1958, **LXXXVIII**.
13. SZŐKE AMALIA, *Studii structurale petrologice în masivul subvulcanic Toroiaga (Carpaţii Orientali)*, Stud. şi cercet. geol., 1962, **VII**, *3—4*.
14. TÖRÖK Z., *Problemele teoretice şi practice ale metodei faciesurilor complexe*, Stud. şi cercet. geol. - geogr., Acad. R.P.R., Filiala Cluj, 1956, **VII**, *1—4*.
15. * * * *Методическое руководство по геологической съемке и поискам*, Под набл. Г.Д. Ажгирей. Наблюдения в области развития магматических пород., Москва, 1958, 162, 197.
16. * * * *Practica geologică*, Cap.: I. BERCIA şi A. GURĂU, *Prospecţiuni microtectonice*, Ed. tehnică, Bucureşti, 1961, **II**.

MAGYAR TUDOMÁNYOS AKADÉMIA KÖNYVTÁRA

LUCRĂRI APĂRUTE ÎN EDITURA ACADEMIEI R. P. R.

GEOLOGIE

ION ATANASIU, **Cutremurele de pămînt din Romînia,** 196 p.+17 pl., 13,70 lei.

T. IORGULESCU, N. I. NICULESCU şi MARIA PENEŞ, **Vîrsta unor masive de sare din R.P.R.**, 122 p. + 1 pl., 6,10 lei.

AMALIA SZŐKE şi LIVIA STECLACI, **Regiunea Toroiaga — Baia Borşa. Studiu geologic, petrografic, mineralogic şi geochimic,** 240 p. + 26 pl., 19 lei.

ION PREDA, **Studiul geologic al regiunii Roşia-Meziad (Munţii Pădurea Craiului),** 108 p. + 11 pl., 8,85 lei.

VICTORIA STIOPOL, **Studiul mineralogic şi geochimic al complexului filonian din Munţii Ţibleşului,** 95 p. + 3 pl., 4,80 lei.

GEOGRAFIE

* * * **Probleme de geografie,** vol. VIII, 612 p. + 20 pl., 35,10 lei.

VALERIA MICALEVICH-VELCEA, **Masivul Bucegi, Studiu geomorfologic,** 152 p. + 18 pl., 15,90 lei.

GEOFIZICĂ

* * * **Probleme de geofizică vol. I,** 274 p. + 9 pl., 13,70 lei.

Din

STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE*)

au apărut:

t. I, 1956, 4 n-re (2 n-re duble a 5 lei);
t. II, 1957, 4 n-re (primele 2 n-re a 5 lei; nr. 3—4 duble, 10 lei);
t. III, 1958, 4 n-re (2 n-re duble a 16 lei);
t. IV, 1959, 2 n-re (a 9 lei);
t. V, 1960, 4 n-re (a 9 lei);
t. VI, 1961, 4 n-re (a 9 lei);
t. VII, 1962, primele 2 n-re (a 9 lei).

Numerele curente se găsesc de vînzare

În Bucureşti la LIBRĂRIA ACADEMIEI R. P. R.
LIBRĂRIA „MIHAIL EMINESCU"
LIBRĂRIA NOASTRĂ NR. 17
LIBRĂRIA NOASTRĂ NR. 4
În Cluj la LIBRĂRIA „CARTEA RUSĂ"
În Iaşi la LIBRĂRIA „CARTEA RUSĂ"
În Timişoara la LIBRĂRIA NOASTRĂ NR. 1

precum şi la chioşcurile şi magazinele de difuzare a presei din mediul urban.

Se pot comanda şi prin poştă la librăria

„CARTEA PRIN POŞTĂ"

Bucureşti, str. Biserica Enei nr. 16, raionul 30 Decembrie.

Abonamentele se fac la oficiile poştale, agenţiile poştale, prin factorii poştali şi difuzorii voluntari din întreprinderi şi instituţii.

Pentru străinătate, cererile de numere izolate sau de abonamente se fac prin Întreprinderea de stat pentru comerţ exterior „Cartimex" I.S.C.E., str. Aristide Briand nr. 14, sau căsuţa poştală 134—135, Bucureşti.

*) Tomurile I—II au apărut sub titlul: BULETIN ŞTIINŢIFIC, avînd ca subtitlu: SECŢIA DE GEOLOGIE ŞI GEOGRAFIE.

Lei 9.—

F 1329

KAT

R

ACADEMIA REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

SECŢIA DE GEOLOGIE ŞI GEOGRAFIE
ŞI INSTITUTUL DE GEOLOGIE ŞI GEOGRAFIE

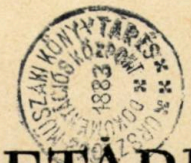
2
TOMUL VIII
1963

studii si cercetari de GEOLOGIE

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

ACADEMIA REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

SECȚIA DE GEOLOGIE ȘI GEOGRAFIE
ȘI INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOGRAFIE



STUDII ȘI CERCETĂRI DE GEOLOGIE

2

TOMUL VIII

1963

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII POPULARE

COMITETUL DE REDACȚIE

ACADEMICIAN AL. CODARCEA — *redactor responsabil*; ACADEMICIAN N. PETRULIAN — *redactor responsabil adjunct*; ACADEMICIAN M. G. FILIPESCU; I. GAVĂT, membru corespondent al Academiei R.P.R.; ACADEMICIAN M. SAVUL; V. IANOVICI, membru corespondent al Academiei R.P.R., dir. al Institutului de geologie și geografie; GR. RĂILEANU — *membri*; P. ȘOIGAN, cercetător științific — *secretar științific de redacție*.

STUDII ȘI CERCETĂRI DE GEOLOGIE

Apar 4 numere pe an

REDACȚIA:
BUCUREȘTI, Calea Victoriei nr. 125
Telefon 15.06.85

ACADEMIA REPUBLICII POPULARE ROMÎNE
SECȚIA DE GEOLOGIE ȘI GEOGRAFIE
ȘI INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOGRAFIE

STUDII ȘI CERCETĂRI DE GEOLOGIE

Tomul VIII, nr. 2 1963

SUMAR

Pag.

AL. CODARCEA și GR. POP, Contribuții la cunoașterea cretacicului din zona Șopot (Banatul de sud) 171

M. G. FILIPESCU și O. DRAGASTAN, Asupra prezenței unor depozite cu *Nannoconus* în sedimentele jurasico-cretacice din R.P. Romînă 185

D. PATRULIUS și T. NEAGU, Asupra prezenței dinanțianului în fundamentul Cîmpiei Romîne (Masivul moesic) 195

V. MOISESCU, Contribuții la cunoașterea faunei de moluște oligocene din regiunea Ticu—Tămașa (bazinul văii Almașului, nord-vestul Transilvaniei) 201

EM. ANTONESCU, ST. BALȘ, F. GEORGESCU, V. GEORGESCU, GH. MANTEA, N. MIHĂILESCU, N. PANIN și C. TOMESCU, Date sedimentologice asupra depozitelor senonian-daniene din regiunea Vințu-de-Jos—Geoagiu 215

C. VINOGRADOV, I. Z. BARBU și A. HESSELMAN, Contribuții la cunoașterea zăcămîntului sedimentar de fier de la Căpuș (reg. Cluj) 235

AMALIA SZŐKE, Studiu petrografic asupra rocilor andezitice din carierele din valea Oltului, între Tușnad și Malnaș 253

MIRCEA TRIFULESCU, Cercetări geologice în regiunea Luncoiul-de-Jos . . 275

ARPÁD SZABÓ și IOAN BÁNYAI, Contribuții la cercetarea radiogeologică a Carpaților Orientali 303

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

ACADÉMIE DE LA RÉPUBLIQUE POPULAIRE ROUMAINE
SECTION DE GÉOLOGIE ET DE GÉOGRAPHIE
ET INSTITUT DE GÉOLOGIE ET GÉOGRAPHIE

ÉTUDES ET RECHERCHES
DE
GÉOLOGIE

Tome VIII, n° 2 1963

SOMMAIRE

Page

AL. CODARCEA et GR. POP, Contribution à l'étude du Crétacé dans la zone de Şopot (Banat du sud) 171

M. G. FILIPESCU et O. DRAGASTAN, Sur la présence des dépôts à *Nannoconus* dans les sédiments jurassico-crétacés de la R.P. Roumaine . . . 185

D. PATRULIUS et T. NEAGU, Sur la présence du Dinantien dans le soubassement de la Plaine Roumaine (massif moesien) 195

V. MOISESCU, Contribution à l'étude de la faune de mollusques oligocènes de la région Ticu—Tămaşa (bassin de la vallée de l'Almaş, nord-ouest de la Transylvanie) 201

EM. ANTONESCU, ST. BALŞ, F. GEORGESCU, V. GEORGESCU, GH. MANTEA, N. MIHĂILESCU, N. PANIN et C. TOMESCU, Données sédimentologiques sur les dépôts sénoniens-daniens de la région de Vinţu-de-Jos — Geoagiu 215

C. VINOGRADOV, I. Z. BARBU et A. HESSELMAN, Contribution à l'étude du gisement sédimentaire de fer de Căpuş (région de Cluj) 235

AMALIA SZŐKE, Etude pétrographique des roches andésitiques des carrières de la vallée de l'Olt, entre Tuşnad et Malnaş 253

MIRCEA TRIFULESCU, Recherches géologiques dans la région de Luncoiul-de-Jos 275

ARPÁD SZABÓ et IOAN BÁNYAI, Contribution à la recherche radiogéologique dans les Carpates orientales 303

ÉDITIONS DE L'ACADÉMIE DE LA RÉPUBLIQUE POPULAIRE ROUMAINE

АКАДЕМИЯ РУМЫНСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ

ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ И ГЕОГРАФИИ
И ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОГРАФИИ

ТРУДЫ И ИССЛЕДОВАНИЯ ПО ГЕОЛОГИИ

Том VIII, № 2 1963

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

АЛ. КОДАРЧА и ГР. ПОП, К изучение мела в зоне Шопот (Северный Банат) 171

М. Г. ФИЛИПЕСКУ и О. ДРАГАСТАН, О присутствии отложений с фауной Nannoconus в отложениях юры — мела на территории РНР 185

Д. ПАТРУЛИУС и Т. НЯГУ, О присутствии динантского яруса в фундаменте румынской низменности (Мизийский массив) 195

В. МОЙСЕСКУ, К изучению олигоценовой фауны моллюсков в районе Тику — Тэмаша (Бассейн долины Алмаша, северо-западная Трансильвания) 201

ЕМ. АНТОНЕСКУ, СТ. БАЛШ, Ф. ДЖЕОРДЖЕСКУ, В. ДЖЕОРДЖЕСКУ, Г. МАНТЯ, Н. МИХЭЙЛЕСКУ, Н. ПАНИН и К. ТОМЕСКУ, Седиментологические данные, касающиеся сенон-датских отложений района Винцу де жос — Джеоаджиу 215

К. ВИНОГРАДОВ, И. З. БАРБУ и А. ХЕССЕЛЬМАН, К изучению осадочного железорудного месторождения Кэпуш (область Клуж) 235

АМАЛИЯ СЕКЕ, Петрографическое исследование андезитовых пород в карьерах по долине Олта, между Тушнадом и Малнашем . . . 253

МИРЧА ТРИФУЛЕСКУ, Геологические исследования в районе Лункоюл де Жос 275

АРПАД САБО и ИОАН БАНЬЯЙ, О радиогеологических исследованиях в Восточных Карпатах 303

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ РУМЫНСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA CRETACICULUI DIN ZONA ȘOPOT (BANATUL DE SUD)

DE

ACADEMICIAN AL. CODARCEA și GR. POP

Comunicare prezentată în ședința din 29 ianuarie 1963

Regiunea la care se referă lucrarea de față se află în partea de sud a Banatului, la vest de Munții Almașului, între Șopotul-Vechi la nord și Liubcova la sud, pe Dunăre, cuprinzînd toată culmea Sicheviței și Tîlva Toroniței (fig. 1).

Depozitele cretacice superioare din culmea Sicheviței s-au format într-o zonă de sedimentare ale căror mărturii se întîlnesc astăzi sub forma unor petice începînd din partea de sud a Masivului Semenic, din împrejurimile Bozoviciului, pînă la Dunăre.

Printre primele referiri la această zonă se numără cele ale lui E. T i e t z e, între anii 1870 și 1872 (25), (26), cu ocazia cărora a menționat la vest de Berzasca, la stînca Liubcovei, un afloriment izolat de calcare gălbui uneori nisipoase, cu orbitoline și *Griphaea* sp. pe care le-a considerat cenomaniene.

J. B ö c k h, în 1881 (5), a menționat la est de Ravensca depozite sedimentare urgo-apțiene reprezentate în bază prin calcare și gresii micacee, cu urme de rudiști și orbitoline iar la partea superioară marno-calcare cu intercalații de gresii micacee marnoase, străbătute de numeroase filoane de roci eruptive.

La nord-vest de Bozovici, în dreapta văii Minișului pe culmea Brezelicii același autor (6) a menționat calcare gălbui, cu alge calcaroase, rudiști și ostrei în bază, iar peste acestea gresii micacee cu spiculi de echinizi pe care le-a atribuit gaultului.

Mai tîrziu F r. S c h a f a r z i k (22) a separat aflorimentul de depozite cretacice de la stînca Liubcovei iar în text a menționat marne pe care le-a atribuit urgo-apțianului. Puțin mai la nord a mai semnalat depozite asemănătoare sub forma unui petic izolat care stau peste șisturi cristaline.

O descriere mai amănunțită a depozitelor cretacice din culmea Sicheviței o datorăm lui Z. Schréter (23). La est de Ravensca a descris un petic de formă eliptică care începe în bază cu un calcar mai mult sau mai puțin gresos sau conglomeratic, cu rare urme de fosile între care se întîlnesc secțiuni de *Requienia* și foraminifere. Pe baza acestora și după caracterele petrografice înclina să le considere apțiene.

Același autor a arătat că cea mai mare parte a depozitelor cretacice sînt reprezentate prin gresii verzui, verzui-gălbui și gălbui. Pe baza asemănării petrografice, le-a paralelizat cu gresiile gault-cenomaniene de la Gura-Golumbului și le-a atribuit aceeași vîrstă.

În aceeași lucrare a amintit de numeroase filoane eruptive de cuarț, diorite, porfirite, andezite etc. care străbat depozitele sedimentare. Rocile eruptive au provocat, la contact, apariția wollastonitului, granaților și a fenomenelor de silicifiere în calcare (Tîlva Înaltă).

Mai tîrziu, cretacicul din culmea Sicheviței a mai fost menționat doar în lucrări de sinteză asupra cretacicului, în general, sau asupra Carpaților Meridionali și Banatului.

Astfel, în 1934, G. Macovei și I. Athanasiu (17), tot pe baza asemănării de facies cu depozitele din zona Reșița — Moldova-Nouă, ca și autorii precedenți, au considerat depozitele cretacice la care ne referim de vîrstă apțiană și cenomaniană.

A. Streckeisen (24) de asemenea a repetat datele stratigrafice cunoscute.

În sinteza sa asupra tectonicii Banatului de sud și din platoul Mehedinți, Al. Codarcea (8) a arătat că depozitele cretacice din culmea Sicheviței sînt constituite din calcare apțiene în bază peste care urmează conglomerate calcaroase uneori transgresive pe cristalin, gresii, marne gresoase micacee și marno-calcare pe care le-a considerat gault-cenomaniene.

Pentru prima dată s-a semnalat în marnele de la Tîlva Înaltă și de la Curmătura Găleții (culmea Sicheviței) prezența formei *Rosalina linnéi* d'Orb. iar în calcarele organogene de la Tîlva Toroniței, melobesiee.

Despre depozitele cretacice din culmea Sicheviței a mai amintit și Gr. Răileanu (20) pe care le-a considerat de aceeași vîrstă ca și autorii precedenți.

Într-o lucrare recentă asupra mezozoicului din Carpații Meridionali, Al. Codarcea și Gr. Răileanu (9) consideră marnele cu *Rosalina linnéi* d'Orb. de vîrstă senoniană.

Fundamentul cristalin. În zona Șopot, fundamentul este constituit din șisturi cristaline atribuite seriei de Lotru (7), (23) care aparține domeniului getic.

În cadrul acestora, cele mai frecvente tipuri de roci sînt paragnaisele micacee și micașisturile, uneori cu treceri gradate între ele, șisturi muscovito-biotitice, micașisturi cu granați, micașisturi cu turmalină la care se asociază gnaise de injecție și injecții pegmatitice în general de dimensiuni reduse (valea Oreavița).

Spre izvoarele văii Bîrzului se întîlnesc șisturi amfibolitice și amfibolite.

Această serie, de-a lungul liniei tectonice Liubcova — Rudăria, încalecă cristalinul danubian al zonei retromorfice de Ielova și al zonei de

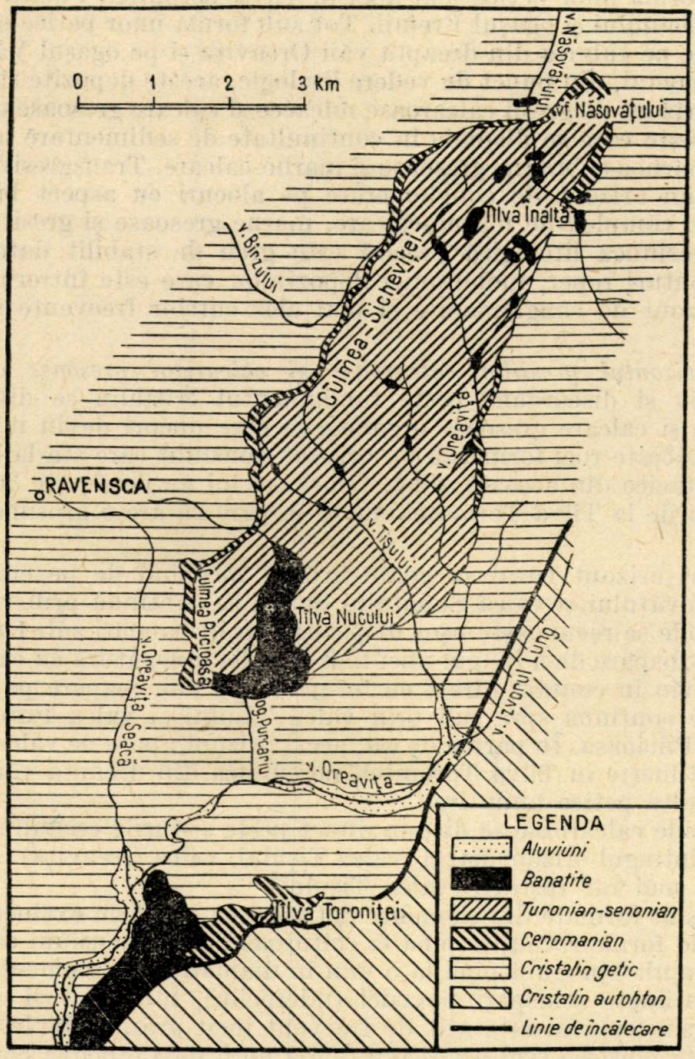


Fig. 1. — Schița răspîndirii depozitelor cretacice din culmea Sichevița (zona Șopot).

Toronița format, în general, din șisturi clorito-cuarțoase, filite, amfibolite rubanate și amfibolite cuarțoase.

Depozitele sedimentare. Depozitele cretacice din culmea Sicheviței sînt răspîndite sub forma unui petic alungit pe o direcție NNE—SSV cu o lățime de circa 3 km, între valea Oreavița și valea Bîrzului, și cu o lungime

de circa 10 km. De la nord spre sud, acestea încep din apropierea vîrfului Năsovățului, ocupă toată culmea Sicheviței pînă la Tîlva Nucului. Reapar apoi sub forma unor petice mai mici în Tîlva Toroniței, Cioaca Ililierului, Cracul Corhanului și ogașul Eremii. Tot sub forma unor petice mai reduse, se întîlnesc pe culmea din dreapta văii Oreavița și pe ogașul Văielii.

În general, din punct de vedere litologic, aceste depozite sînt formate dintr-un orizont de gresii calcaroase micacee și calcare gresoase organogene în bază, peste care se dispune în continuitate de sedimentare un complex de gresii marnoase, marne gresoase și marno-calcare. Transgresiv, urmează, deasupra un orizont de conglomerate pe alocuri cu aspect brecios care suportă un complex de marno-calcare, marne gresoase și gresii marnoase.

Succesiunea litologică precisă este greu de stabilit datorită lipsei unor orizonturi reper, monotoniei depozitelor care este întreruptă numai de un orizont de conglomerate și mai ales cutelor frecvente și de mică amploare.

a. *Orizontul gresiilor calcaroase și calcarelor gresoase organogene.* Transgresiv și discordant peste fundamentul cristalin se dispun gresii calcaroase și calcare gresoase organogene care uneori devin microconglomeratice. Aceste roci formează un orizont constant care stă la baza depozitelor cretacice din această zonă. Grosimea lui nu depășește 30 m exceptînd ivirea de la Tîlva Toroniței, unde se pare că are o grosime ceva mai mare.

Acest orizont bazal se poate urmări începînd de pe cracul dintre valea Năsovățului și valea Șopotului Scurt, se continuă prin valea Năsovățului unde se recunoaște ușor dispoziția lui în bancuri sub 1 m grosime. Spre vest, dispare de-a lungul unei linii de falie în legătură cu care șisturile cristaline vin în contact direct cu termeni mai noi, reapare pe valea Bîrzului și se continuă spre sud prin valea Tișului și valea Purcariu, pînă în culmea Pucioasa. În partea de est, acest orizont apare pe valea Oreavița. Se mai întîlnește în Tîlva Toroniței, pe culmea din dreapta văii Oreavița și în celelalte petice amintite.

Gresiile calcaroase se dispun direct peste șisturile cristaline și uneori formează întregul orizont bazal (valea Tișului, valea Oreavița). Au culoare gălbuie și mai rar roșcată (valea Tișului).

Ele sînt formate din elemente detritice de cuarț cu extincție ondulatorie, avînd forme rotunjite pînă la colțuroase, de dimensiuni care variază destul de mult ajungînd pînă la 5 mm în diametru. Ca elemente subordonate se întîlnesc feldspați potasici (microclin), muscovit și calcit. De multe ori muscovitul este atît de frecvent încît gresiile devin micacee și chiar foarte micacee (valea Oreavița). La nord de Liubcova conțin și elemente de roci filitoase verzui și elemente clorito-cuarțoase.

Frecvent, gresiile conțin elemente spatice de echinizi, entroce de crinoizi și numeroase fragmente de cochilii de lamelibranhiate nedeterminabile. În secțiuni subțiri se observă și fragmente de melobesiee printre care am recunoscut formele de *Lithophyllum* sp. și de *Lithothamnium* sp.

Toate aceste elemente detritice sînt cuprinse într-un ciment bazal de carbonat de calciu criptocristalin. În unele cazuri aceste gresii devin microconglomeratice.

Calcarele gresoase în care de asemenea se întîlnesc numeroase fragmente de cochilii de lamelibranhiate care le dau un caracter organogen, predomină mai ales în culmea Pucioasa, la nord și la sud de vîrful Năsovățului și pe Tîlva Toroniței. Au un aspect masiv sau sînt dispuse în bancuri în general de 1 m grosime.

Din observațiile de teren reiese că gresiile calcaroase și calcarele gresoase organogene nu au o grosime constantă. Între acestea există, frecvent, treceri gradate atît pe laterală cît și pe verticală datorită mai ales aportului diferit de material detritic, ca și a reliefului submarin care a influențat distribuția neuniformă a acestuia într-o zonă de sedimentare neritică.

Acest orizont bazal are în mai multe cazuri un aspect de remaniere sugerat îndeosebi de numeroasele fragmente de cochilii fără să putem însă preciza dacă este vorba de o remaniere a formațiunilor mai vechi sau de o remaniere intraformațională.

În gresiile calcaroase de pe valea Oreaviței am întîlnit un exemplar de radiolitid nu prea bine conservat, dar la care se pot observa foarte bine celulele poligonale ale limbului, pe care l-am atribuit genului *Sauvagesia*.

Este cunoscut faptul că fauna de radiolitide are dezvoltarea cea mai mare în turonian și în partea inferioară a senonianului. La noi, R. G i v u l e s c u (12) citează cîteva specii ale genului *Sauvagesia* în bazinul Borodului după autori mai vechi iar recent D. și M. L u p u (16) au descris un exemplar din senonianul din același bazin. Totuși G. A s t r e (1), în studiul asupra faunei de radiolitide din Pirineii de nord, citează trei exemplare de *Sauvegesia* în cenomanian. Din literatura consultată reiese că genul *Sauvagesia* apare din cenomanian cu o răspîndire redusă și se dezvoltă în turonian și în partea inferioară a senonianului.

Deci prezența formei de *Sauvagesia* sp. arată că acest orizont bazal nu poate să fie considerat mai vechi decît cenomanianul. El poate să aparțină fie cenomanianului fie părții inferioare a turonianului. Ținînd seama, însă, de faptul că în bazinul Rusca-Montană și în bazinul Hațegului cenomanianul este transgresiv și discordant peste formațiunile mai vechi, credem că acest orizont aparține cenomanianului.

Marnele gresoase și gresiile marnoase care se așternimediat deasupra, în continuitate de sedimentare, conțin o asociație de microfaună turoniană inferioară-medie, fapt care pledează în favoarea aceleiași păreri.

După caracterele petrografice și faunistice, gresiile calcaroase micacee cu melobesiee, rudiști, ostrei și *Nerinea* din baza depozitelor cretacice din culmea Brezelicii de la nord-vest de Bozovici, ar putea fi de aceeași vîrstă.

b. *Complexul de gresii marnoase, marne gresoase și marno-calcare.* Peste orizontul de gresii calcaroase sau calcarele gresoase organogene urmează în continuitate de sedimentare gresii micacee gălbui sau cenușii (vîrful Năsovățului), marno-calcare gresoase (valea Purcariu, valea Bîrzului) și chiar marne gresoase vinețiișistoase (valea Năsovățului) cu rare granule de glauconit, care trec apoi la bancuri de gresii marnoase cenușii pînă la 1 m grosime, micacee și cu fragmente de plante incarbonizate. Pe suprafețele de stratificație ele sînt mai micacee și se observă frecvente bioglife.

Pe valea Năsovățului, în marnele gresoase șistoase care stau imediat peste calcarele gresoase, am întîlnit două mulaje de amoniți și cîteva exemplare de gasteropode nedeterminabile.

În două probe colectate una din valea Năsovățului din același loc și una de pe valea Oreaviței, cu aceeași poziție în coloana stratigrafică, de altfel singurele locuri unde există marne gresoase care se pretează la spălat, M. Tocorjescu a determinat următoarea asociație de microfaună, în care totuși formele n-au fost prea bine conservate:

Marssonella oxycona (Reuss)
Globotruncana marginata (Reuss)
Rotundina ordinaria Subb.
Rotalipora cf. *turonica* Brotzen
Anomalina sp.
Rotalipora sp.
Rotalipora cf. *montsalvensis* Mornod
Praeglobotruncana sp.
Praeglobotruncana cf. *renzi* (Thalman)
Haplophragmoides sp.
Globigerina sp.
fragmente de globotruncane bicarinate

Majoritatea autorilor consideră că globotruncanele bicarinate își fac apariția o dată cu turonianul.

În legătură cu răspîndirea stratigrafică a globotruncanelor bicarinate L. Mornod (18) le citează în Alpii elvețieni din turonian și pune limita cu cenomanianul la apariția acestora, considerînd totodată această limită o schimbare a condițiilor de sedimentare și paleografice.

H. Bolli (6) arată că globotruncanele bicarinate caracterizează asociațiile cretacicului superior (respectiv ale turonianului și senonianului) din regiunea alpino-mediteraneană.

P. Brönnimann și Noel K. Brown (7) consideră globotruncanele bicarinate desprinse din ramura globigerinelor începînd din turonianul inferior.

În această asociație, există un amestec de forme cunoscute din cenomanian dar care persistă și în turonian alături de forme cunoscute ca începînd numai din turonian (*Globotruncana marginata*).

După cum reiese din cele relatate, asociația de microfaună arătată mai sus indică pentru nivelul imediat deasupra orizontului bazal vîrsta turoniană, probabil turonian inferior-mediu. După poziția lor stratigrafică și gresiile marnoase de la Tîlva Toroniței trebuie să fie de aceeași vîrstă.

Deasupra acestui nivel se așază gresii marnoase vineții micacee cu urme de plante incarbonizate după care urmează o succesiune monotonă în care alternează gresii marnoase, gresii, marno-calcare gresoase, cenușii, vineții și chiar calcare marnoase dure adesea diaclazate, dispuse sub formă de bancuri pînă la 0,70 m grosime. Între acestea predomină marnele gresoase și marno-calcarele gresoase care aproape întotdeauna sînt micacee pe suprafețele de stratificație și cu bioglife.

Elementele detritice ale acestui complex de roci sînt reprezentate prin granule de cuarț, feldspați plagioclazi, calcit, fragmente mărunte de cochilii calcaroase mai rar granule de glauconit și chiar elemente de amfiboli și piroxeni alterați. Formele acestor granule diferă foarte mult iar dimensiunile în general sînt sub 0,3 mm. Atît macroscopic cît și în secțiuni subțiri se observă frecvente prisme de inocerami (pl. I, fig. 7), precum și numeroase secțiuni în foraminifere printre care s-au recunoscut globigerine, textularide și globotruncane. Mai rar se întîlnesc și secțiuni în ostracode.

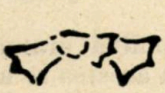


Fig. 2. — *Globotruncana lapparenti tricarinata* (Quereau). Vîrful Năsovățului (65 ×).

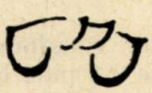


Fig. 3. — *Globotruncana helvetica* Bolli. Vîrful Năsovățului (65 ×).

Fig. 4. — *Globotruncana lapparenti bulloides* (Vogler). Vîrful Năsovățului (70 ×).

Ceva mai sus în coloana stratigrafică, în secțiunile subțiri făcute în marnele gresoase de la vîrful Năsovățului, am întîlnit numeroase exemplare de globotruncane bicarinate printre care am recunoscut în ordinea frecvenței următoarele specii :

Globotruncana lapparenti tricarinata (Quereau) (fig. 2 ; pl. I, fig. 8, 9 și 10 ; pl. II, fig. 11) ;

Globotruncana lapparenti lapparenti Bolli (pl. II, fig. 12, 13 și 14) ;

Globotruncana lapparenti angusticarinata (Gandolfi) (pl. III, fig. 16) ;

Globotruncana helvetica Bolli (fig. 3) ;

Globotruncana lapparenti bulloides (Vogler) (fig. 4) (*G. lapp.* cf. *bulloides*, pl. III, fig. 15).

Tot aici am întîlnit un exemplar incomplet de *Inoceramus* cf. *crassus* Petraschek citat în turonian și un exemplar prost conservat de echinizi care aparține probabil genului *Micraster*.

La sud de Tîlva Înaltă, în marno-calcare fine, gresoase, dispuse în plăci, cu elemente detritice de cuarț, în medie de 0,5 mm și de forme diferite la care se asociază granule de feldspați potasici, foițe de muscovit, elemente cloritoase verzui și calcit, se întîlnesc numeroase testuri de foraminifere și fragmente de melobesiee. Printre acestea se întîlnesc și globotruncane dintre care am determinat în secțiuni subțiri *Globotruncana lapparenti tricarinata* (Quereau), textularide, globigerine și fragmente de *Lithophyllum* sp. și *Lithothamnium* sp.

După datele din literatură și mai ales după lucrările lui R. Gandolfi (11), J. Klaus (13) și M. Ksiażkiewicz (15) asociația de microfaună de la vîrful Năsovățului determinată în secțiuni subțiri indică vîrsta turoniană superioară, cel mult coniacian inferioară a acestor depozite. Prezența formei de *Globotruncana lapparenti tricarinata* (Quereau) în marno-calcarele fin gresoase de la sud de Tîlva Înaltă, cunoscută ca fiind răspîndită începînd din turonianul mediu-superior (5), (11), (13), (15), ca și poziția asemănătoare a acestor roci în succesiunea litologică,

indică aceeași vîrstă. Astfel, în cadrul depozitelor sedimentare din culmea Sicheviței ar fi cuprins întreg turonianul.

c. *Orizontul conglomeratic.* Peste depozitele descrise, se dispune transgresiv un orizont de conglomerate pe alocuri brecioase, cu o grosime variabilă, pînă la circa 10—15 m, formate în cea mai mare parte din elemente de roci filitoase verzui, clorito-cuarțoase și elemente de cuarț. Rar se observă și elemente dintr-un calcar cenușiu sau roci granitoide (valea Tișului). Toate acestea sînt înglobate într-o matrice gresoasă în care predomină cuarțul. Elementele variază mult ca mărime ajungînd pînă la 1 cm în diametru.

În cadrul matricei acestor conglomerate predomină granulele de cuarț de dimensiuni mai mici de 0,5 pînă la 2 mm. La acestea se asociază frecvent granule clorito-cuarțoase, feldspați potasici (microclin) și plagioclazi, în cea mai mare parte sericitizați, precum și calcit. Mai rar se întîlnesc fragmente de melobesiee. Ca formă, elementele detritice variază destul de mult, de la angulare pînă la rotunjite.

Aceste elemente detritice ale matricei sînt prinse la rîndul lor într-un ciment bazal sau de atingere calcaros, substituit pe alocuri de elemente microdetritice. În secțiuni subțiri am observat epidotizări care sînt în legătură cu intruziunile de banatite.

Conglomeratele sînt separate uneori de bancuri de gresii în mai multe nivele (valea Oreavița). Acestea au fost întîlnite mai mult în partea sudică a culmii Sichevița. În partea de nord au fost întîlnite la NE de Tîlva Înaltă.

La sud de Tîlva Nucului și într-un singur loc pe versantul stîng al văii Oreavița, aceste conglomerate ajung să stea, pe porțiuni reduse, direct peste fundamentul cristalin.

Apariția acestor conglomerate este legată probabil de mișcările diastrofice care au avut loc la începutul senonianului, astfel că ele ar putea reprezenta baza depozitelor senoniene.

d. *Complexul de marno-calcare, marne gresoase și gresii.* Peste conglomeratele amintite urmează o succesiune destul de monotonă de depozite sedimentare alcătuite din marno-calcare cenușii-vineții, dure, formînd, în general, strate sub 0,50 m grosime, dar mai frecvent plăci, din marno-calcare gresoase cu foraminifere, gresii și gresii slab marnoase. Între toate aceste tipuri de roci există termeni de tranziție.

Gresiile sînt formate predominant din granule de cuarț de dimensiuni în jur de 0,5 mm, cu extincția ondulatorie, avînd forme rotunjite pînă la angulare, granule de feldspați plagioclazi, de multe ori alterați, care constituie pînă la 5% din elementele detritice, și foițe de muscovit. Liantul gresiilor este de natură calcaroasă sau marnoasă și cu caracter bazal sau de atingere. Granulele de cuarț sînt în general corodate pe margini de către liant.

În marno-calcare și marne gresoase sînt răspîndite în proporții diferite aceleași elemente detritice și în general cu aceleași dimensiuni, la care se adaugă testuri de foraminifere.

Litologia acestui complex de depozite variază foarte mult, ajungîndu-se pînă la gresii cenușii aproape friabile, foarte micacee.

Marno-calcarele și marnele gresoase sînt mai gresoase pe fețele de stratificație, adesea foarte micacee și pe care se observă frecvent bioglife.

În secțiunile subțiri făcute într-un eșantion de marne gresoase colectat la vest de Tîlva Înaltă am întîlnit forma *Globotruncana lapparenti tricarinata* (Quereau) (fig. 5), iar pe valea Tișului, tot în secțiuni subțiri, am întîlnit un exemplar de *Globotruncana lapparenti lapparenti* Bolli (fig. 6). Pe valea Purcariu a fost întîlnit un exemplar de *Inoceramus* cf. *regularis* d'Orb., cunoscut ca fiind răspîndit mai mult în campanian și maastrichtian.

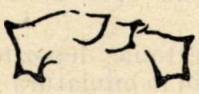


Fig. 5. — *Globotruncana lapparenti tricarinata* (Quereau). Vest Tîlva Înaltă (65 ×).

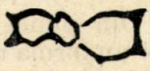


Fig. 6. — *Globotruncana lapparenti lapparenti* Bolli. Valea Tișului (65 ×).

Deși nu putem preciza pînă unde se ridică aceste depozite în scara stratigrafică, totuși, pe baza prezenței formelor de *Globotruncana lapparenti tricarinata* (Quereau) și *Globotruncana lapparenti lapparenti* Bolli care sînt răspîndite pînă în campanian și în maastrichtianul inferior (11), (6), (15), ca și a formei de *Inoceramus* cf. *regularis* d'Orb., atribuim acestui complex vîrsta senoniană, cu posibilitatea ca în cadrul senonianului să existe cel puțin și campanianul.

Roci eruptive. Fundamentul cristalin împreună cu depozitele sedimentare din zona Șopot sînt foarte frecvent străbătute de dykuri și filoane de roci banatitice (fig. 1). Studiul petrografic al acestor roci a arătat o variație destul de mare a caracterelor structurale și texturale.

Între acestea am deosebit granodiorite porfirice, diorite porfirice și andezite cuarțifere pe cracul Ililerului la vest de Tîlva Toroniței și pe valea Purcariului, diorite porfirice pe valea Năsovățului, andezite cu biotit și hornblendă și andezite cu hornblendă pe valea Tișului, la Tîlva Înaltă, pe valea Năsovățului, valea Oreavița, valea Purcariu etc.

Tipurile mai acide de banatite sînt legate de dykurile mai mari (cum este cel de pe cracul Ililerului și valea Purcariului, unde se observă o trecere gradată spre periferia lor, de la granodiorite porfirice pînă la andezite cuarțifere). Rocile andezitice, care sînt cele mai răspîndite, sînt legate de dykurile mai mici și de filoane.

Formele de zăcămînt și tipurile de roci legate de acestea, ne sugerează ideea existenței în adîncime a unui corp banatitic intrusiv unitar, pe apofizele căruia s-au separat rocile subvulcanice și vulcanice.

În legătură cu intruziunile de banatite pe valea Purcariu există unele mineralizări de sulfuri care au făcut obiectul unor vechi încercări de exploatare.

Peste tot unde apar, intruziunile de banatite au provocat în rocile sedimentare un slab metamorfism de contact manifestat frecvent prin epidotizarea și silicifierea rocilor. Calcarele gresoase din orizontul bazal sînt

recristalizate și silicifiate la contact (Tîlva Toroniței), iar marno-calcarele au suferit o ușoară cornificare pe zone restrînse.

Întrucît rocile eruptive din zona Șopot străbat atît depozitele pe care le atribuim cenomanianului și turonianului cît și pe cele ale senonianului rezultă că intruziunea lor a avut loc, probabil, spre sfîrșitul senonianului.

În linii mari, zona lor de apariție spre sud se apropie din ce în ce mai mult de linia tectonică Liubcova—Rudăria, ajungînd să apară chiar de-a lungul acesteia (Cracul Ililerului), iar spre nord se îndepărtează rămînînd cu 2—3 km mai spre vest.

Tectonica. Din punct de vedere tectonic depozitele cretacice din culmea Sicheviței au forma unui sinclinoriu în miniatură orientat NNE — SSV, prins în cutele fundamentului cristalin. Acestea descriu frecvent cute strînse și cute mai largi. Au fost observate și falii de mică amploare. Monotonia depozitelor îngreunează destul de mult separarea acestora și cu siguranță există numeroase dislocări provocate atît de eforturile tectonice la care au fost supuse împreună cu fundamentul cristalin, cît și în legătură cu intruziunile de banatite.

Cutarea acestor depozite a avut loc probabil spre sfîrșitul senonianului.

CONCLUZII

Depozitele sedimentare din culmea Sicheviței (zona Șopot) sînt formate dintr-o succesiune relativ monotonă în care predomină marno-calcarele, marnele gresoase dure și gresiile marnoase.

Pe baza datelor paleontologice și micropaleontologice noi întîlnite, în special pe baza globotruncanelor bicarinate, atribuim aceste depozite cenomanianului, turonianului și senonianului.

Transgresiv peste fundamentul cristalin format din șisturile cristaline ale seriei de Lotru se dispune un orizont de gresii calcaroase și calcare gresoase organogene probabil cenomaniene, peste care urmează un complex de marne gresoase, marno-calcare și gresii marnoase care aparțin turonianului.

Depozitele descrise suportă un orizont de conglomerate cu o poziție transgresivă peste care urmează, în continuitate de sedimentare, un complex în care predomină marno-calcare, marne gresoase și gresii marnoase între care există termeni de tranziție. Conținutul paleontologic și poziția lor arată că acestea aparțin senonianului în cadrul căruia nu este exclus să fie cuprins cel puțin și campanianul.

Întregul complex de depozite sedimentare este străbătut de dykuri și filoane banatitice care, în general, au produs fenomene de contact pe zone foarte restrînse.

Faza magmatică, care a provocat intruziunea banatitelor în această regiune, a avut loc probabil spre sfîrșitul senonianului.

Depozitele cretacice superioare ale zonei Șopotului au fost cutate spre sfîrșitul cretacicului superior.

C 1829 d. n. 180

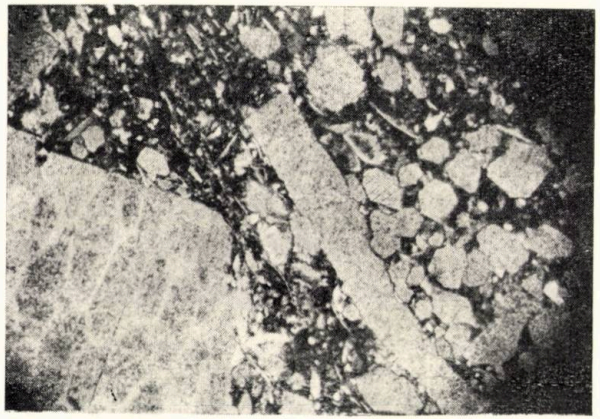


Fig. 7. — Marnă gresoasă cu prisme de *Inoceramus*. Vîrful Năsovățului (nicoli ||; 25 ×).

Fig. 8. — Marnă gresoasă cu *Globotruncana lapparenti tricarinata* (Quereau). Vîrful Năsovățului (nicoli ||; 65 ×).

Fig. 9. — Marnă gresoasă cu *Globotruncana lapparenti tricarinata* (Quereau). Vîrful Năsovățului (nicoli ||; 65 ×).

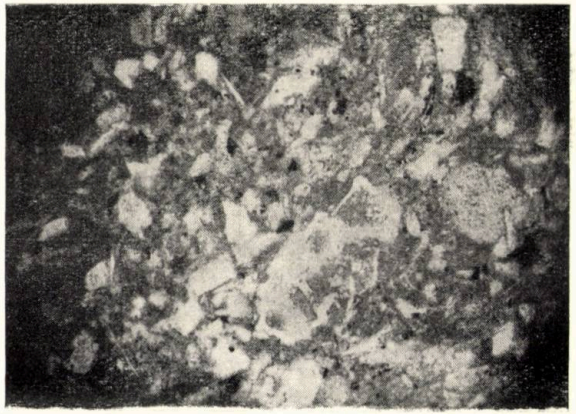


Fig. 10. — Marnă gresoasă cu *Globotruncana lapparenti tricarinata* (Quereau). Vîrful Năsovățului (nicoli ||; 65 ×).

Fig. 11. — Marnă gresoasă cu *Globotruncana lapparenti* cf. *tricarinata* (Quereau). Vîrful Năsovăţului (nicoli || ; 65 ×).

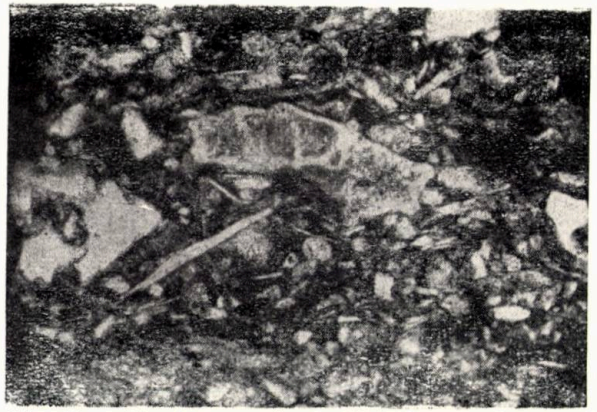


Fig. 12. — Marnă gresoasă cu *Globotruncana lapparenti lapparenti* Bolli. Vîrful Năsovăţului (nicoli || ; 65 ×).

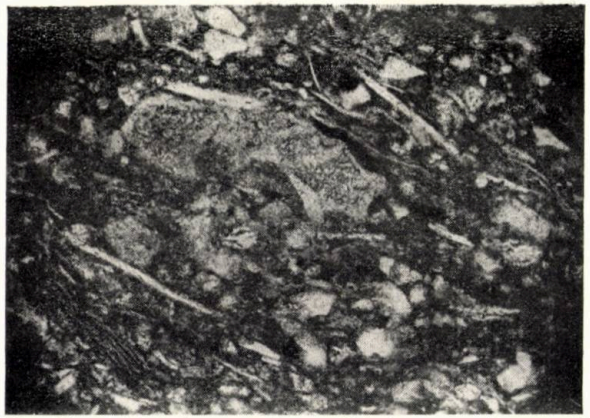


Fig. 13. — Marnă gresoasă cu *Globotruncana lapparenti lapparenti* Bolli. Vîrful Năsovăţului (nicoli || ; 65 ×).

Fig. 14. — Marnă gresoasă cu *Globotruncana lapparenti* cf. *lapparenti* Bolli. Vîrful Năsovăţului (nicoli || ; 65 ×).

Fig. 15. — Marnă gresoasă cu *Globotruncana lapparenti* cf. *bulloides* (Vogler). Vîrful Năsovățului (nicoli $\parallel$; 65 ×).

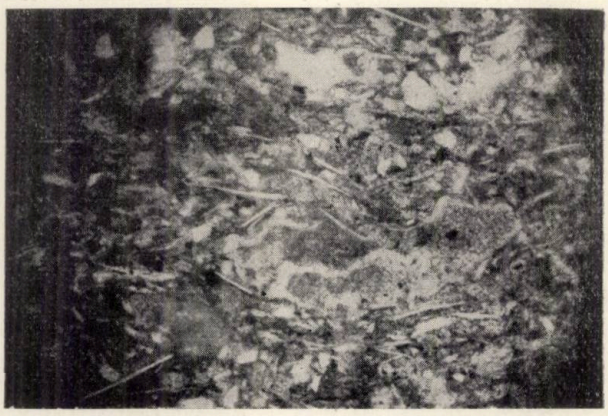


Fig. 16. — Marnă gresoasă cu *Globotruncana lapparenti angusticarinata* (Gandofi). Vîrful Năsovățului (nicoli $\frac{1}{\parallel}$; 65 ×).

Prezența foraminiferelor pelagice denotă că depozitele cretacicului superior din această regiune s-au format într-o zonă de sedimentare care a făcut parte dintr-o mare deschisă prin intermediul căreia se lega probabil cu bazinele intramontane ale Carpaților Meridionali, cum este bazinul Rusca-Montană, bazinul Hațegului și grabenul senonian al Serbiei orientale, la sud de Dunăre.

К ИЗУЧЕНИЮ МЕЛА В ЗОНЕ ШОПОТ (СЕВЕРНЫЙ БАНАТ)

РЕЗЮМЕ

Верхнемеловые отложения, обнажающиеся на вершине Кульмя Сикевицей (зона Шопот), образовались в условиях открытого бассейна, след которого сохранился в виде отдельных зон, начиная с окрестностей с Бозович и кончая с. Любкова на Дунае.

В основании разреза указанных отложений находится горизонт известковистых песчаников и органогенных песчанистых известняков, по-видимому сеноманского возраста, над которыми следует в нормальной последовательности отложения комплекс песчанистых мергелей, мергелистых известняков и песчаников туронского возраста.

Этот комплекс несогласно перекрывается конгломератовым горизонтом, над которым следует толща мергелистых известняков, песчанистых мергелей и мергелистых песчаников сенона.

К концу сенона вся толща вышеперечисленных отложений была прорвана банатитовыми интрузиями. В этом же периоде они были, повидимому, смяты в складки.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Схематическая карта распространения меловых отложений, обнажающихся на вершине Кульмя Сикевицей (зона Шопот).

Рис. 2. — Globotruncana lapparenti tricarinata (Quereau). Верш. Вырфул Нэсовэцулуй (65 ×)

Рис. 3. — Globotruncana helvetica Bolli. Верш. Вырфул Нэсовэцулуй (65 ×).

Рис. 4. — Globotruncana lapparenti bulloides (Vogler). Верш. Вырфул Нэсовэцулуй (70 ×).

Рис. 5. — Globotruncana lapparenti tricarinata (Quereau). К западу от возв. Тылва Ыналтэ (65 ×).

Рис. 6. — Globotruncana lapparenti laparenti Bolli. Долина Валя Тишулуй (65 ×).

Таблица I

Рис. 7. — Песчанистый мергель с призмами иноцерамов. Верш. Вырфул Нэсовэцулуй (ник. ||, 25×).

Рис. 8. — Песчанистый мергель с Globotruncana lapparenti tricarinata (Quereau). Верш. Вырфул Нэсовэцулуй (ник. ||, 65×).

Рис. 9. — Песчанистый мергель с Globotruncana lapparenti tricarinata (Quereau). Верш. Вырфул Нэсовэцулуй (ник. ||, 65×).

Рис. 10. — Песчанистый мергель с Globotruncana lapparenti tricarinata (Quereau). Верш. Вырфул Нэсовэцулуй (ник., 65 ×).

Таблица II

Рис. 11. — Песчанистый мергель с Globotruncana lapparenti cf. tricarinata (Quereau). Верш. Вырфул Нэсовэцулуй (ник. ||, 65 ×).

Рис. 12. — Песчанистый мергель с Globotruncana lapparenti lapparenti Bolli. Верш. Вырфул Нэсовэцулуй (ник. ||, 65×).

Рис. 13. — Песчанистый мергель с Globotruncana lapparenti lapparenti Bolli. Верш. Вырфул Нэсовэцулуй (ник. ||, 65×).

Рис. 14. — Песчанистый мергель с Globotruncana lapparenti cf. lapparenti Bolli. Верш. Вырфул Нэсовэцулуй (ник. ||, 65×).

Таблица III

Рис. 15. — Песчанистый мергель с Globotruncana lapparenti cf. bulloides (Vogler). Верш. Вырфул Нэсовэцулуй (ник. ||, 65×).

Рис. 16. — Песчанистый мергель с Globotruncana lapparenti angusticarinata (Gandolfi). Верш. Вырфул Нэсовэцулуй (ник. ||, 65).

CONTRIBUTION À L'ÉTUDE DU CRÉTACÉ DANS LA ZONE DE ŞOPOT (BANAT DU SUD)

RÉSUMÉ

Les dépôts sédimentaires crétacés supérieurs à Culmea Sichevița (zone de Şopot) se sont formés dans une zone de sédimentation ouverte, dont on rencontre aujourd'hui quelques témoins sous forme de lambeaux, à partir des environs de Bozovici, jusqu'à Liubcova, sur le Danube.

La succession des dépôts débute par un horizon de grès calcaires et de calcaires gréseux organogènes, probablement cénomaniens, et se poursuit par un complexe de marnes gréseuses, marno-calcaires et grès marneux qui, d'après leur microfaune à *Globotruncana* représente le Turonien.

Ces dépôts sont suivis par un horizon de conglomérats qui, disposé de façon discordante, supporte à son tour un complexe de marno-calcaires, marnes gréseuses et grès marneux à *Globotruncana* d'âge sénonien.

Vers la fin du Sénonien tous ces dépôts sédimentaires ont été traversés par des intrusions banatitiques.

Le plissement des dépôts crétacés supérieurs a eu lieu, probablement, vers la fin du Sénonien.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Esquisse de la répartition des dépôts crétacés de Culmea Sucheviţa (zone du Şopot).

Fig. 2. — *Globotruncana lapparenti tricarinata* (Quereau). Sommet de Năsovoţ (65 ×).

Fig. 3. — *Globotruncana helvetica* Bolli. Sommet de Năsovăț (65 ×).
Fig. 4. — *Globotruncana lapparenti bulloides* (Vogler). Sommet de Năsovăț (70 ×).
Fig. 5. — *Globotruncana lapparenti tricarinata* (Quereau). Ouest de Tîlva Înaltă (65 ×).
Fig. 6. — *Globotruncana lapparenti lapparenti* Bolli. Vallée de Tișu (65 ×).

Planche I

Fig. 7. — Marne gréseuse à prismes d'inocérames. Sommet de Năsovăț (nicols || ; 25 ×).
Fig. 8. — Marne gréseuse à *Globotruncana lapparenti tricarinata* (Quereau). Sommet de Năsovăț (nicols || ; 65 ×).
Fig. 9. — Marne gréseuse à *Globotruncana lapparenti tricarinata* (Quereau). Sommet de Năsovăț (nicols || ; 65 ×).
Fig. 10. — Marne gréseuse à *Globotruncana lapparenti tricarinata* (Quereau). Sommet de Năsovăț (nicols || ; 65 ×).

Planche II

Fig. 11. — Marne gréseuse à *Globotruncana lapparenti* cf. *tricarinata* (Quereau). Sommet de Năsovăț (nicols || ; 65 ×).
Fig. 12. — Marne gréseuse à *Globotruncana lapparenti lapparenti* Bolli. Sommet de Năsovăț (nicols || ; 65 ×).
Fig. 13. — Marne gréseuse à *Globotruncana lapparenti lapparenti* Bolli. Sommet de Năsovăț (nicols || ; 65 ×).
Fig. 14. — Marne gréseuse à *Globotruncana lapparenti* cf. *lapparenti* Bolli. Sommet de Năsovăț (nicols || ; 65 ×).

Planche III

Fig. 15. — Marne gréseuse à *Globotruncana lapparenti* cf. *bulloides* (Vogler). Sommet de Năsovăț (nicols || ; 65 ×).
Fig. 16. — Marne gréseuse à *Globotruncana lapparenti angusticarinata* (Gandolfi). Sommet de Năsovăț (nicols || ; 65 ×).

BIBLIOGRAFIE

1. ASTRE G., *Radiolitidae nord-Pyrénéens*, Mém. Soc. Géol. de France, Nouv. sér., 1954, **33**, *71*.
2. — *Recherches sur l'organisation et la vie des radiolitides*, Mém. Soc. Géol. de France, Nouv. sér., 1957, **36**, *80*.
3. BANDY O., *Upper cretaceous foraminifera from the Carlsbad Area, San Diego County, California*, J. of Paleont., 1951, **25**, *4*.
4. BÖCKH J., *Ungebungen von Dallbosecz, Neu-Schoppot und Ravenska, in, Die Arbeiten, der k. ungarischen geologischen Anstalt von Max. v. Hantken (1880)*, Verh d.k.k. geol. R. A. 1881, Wien, 1881.
5. — *Daten zur Kenntnis des nord-westlich von Bozovics sich arhebenden Gebirges*, Jahr. d.k.k. ung. geol. A. f. 1886, Budapest, 1888.
6. BOLLI H., *The Genus Globotruncana in Trinidad*, J. of Paleont., 1951, **25**, *2*.
7. BRÖNNIMANN P. a. BROWN N. K., *Taxonomy of the Globotruncanidae*, Eclog. Geol. Helv., 1955, **48**, *1*.
8. CODARCEA AL., *Vues nouvelles sur la tectonique du Banat Méridionnal et du Plateau de Mehedinți*, An. Inst. geol. Rom., 1940, **XX**.
9. CODARCEA AL. și RĂILEANU GR., *Mezozoicul din Carpații Meridionali*, Stud. și cercet. geol., 1960, **V**, *4*.
10. ДОБРОВ К. А. и ПАВЛОВАЙ М. М., *Атлас верхнемеловой фауны северного Кавказа и Крыма*, Москва, 1959.
11. GANDOLFI R., *The Genus Globotruncana in Northeastern Columbia*, Bull. of Amer. Paleont., 1955, **36**, *155*.

12. GIVULESCU R., *Studiul cretacicului superior din bazinul Borodului*, Stud. şi cercet. ştiinţ., Acad. R.P.R., Filiala Cluj, 1954, **V**, *1—2*.
13. KLAUS J., *La repartition stratigraphic des Globotruncanides au Turonien et Coniacien*, Eclog. Geol. Helv., 1960, **53**, *2*.
14. КОЦЮБИНСКИЙ К. П., *Иноцерами крейдовых викладив волино подилскои плити*, Киев, 1958.
15. KSIAZKIEWICZ M., *Jura i Kreda Bachowic*, Rocznik Pol. Tow. Geol., 1954, **XXIV**, *2—3*.
16. LUPU D. şi LUPU M., *Contribuţii la cunoaşterea faunei de rudişti din senonianul Munţilor Apuseni*, Stud. şi cercet. geol., 1960, **V**, *4*.
17. MACOVEI G. et ATHANASIU I., *L'évolution géologique de la Roumanie. Crétacé*, An. Inst. geol. Rom., 1934, **XVI**.
18. MORNOD L., *Les Globorotalides du Crétacé superieur du Montsalvens (Prealpes fribourgeises)*, Eclog. Geol. Helv., 1949, **42**, *2*.
19. PETRASCHEK W., *Ueber Inoceramen aus der Kreide Böhmens und Sachsens*, Jahr. d.k.k. ung. geol. R. A., 1903, **LIII**.
20. RĂILEANU GR., *Consideraţiuni generale asupra geologiei Banatului de vest*, Anal. rom.-sov., seria geol.-geogr., 1957, *4*.
21. REICHEL M., *Observations sur les Globotruncana de gisement de la Breggia (Tessin)*, Eclog. Geol. Helv., 1949, **42**, *2*.
22. SCHAFARZIK FR., *Kurze Skize der geologischen Verhältnisse und Geschichte des Gebirges am Eisernen Tore an der unteren Donau*, Földt. Közl., 1903, **XXXIII**, *7—9*.
23. SCHRÉTER Z., *Tektonische Studien im Krassoszörényer Gebirge*, Jahr. d.k.k. ung. geol. R. A., Wien, 1913.
24. STRECKEISEN A., *Sur la tectonique des Carpates Méridionales*, An. Inst. geol. Rom., 1934, **XVI**.
25. TIETZE E., *Auffindung von Orbitolinengesteine bei Berzaska im Banat*, Verh. d.k.k. geol. R. A., 1870.
26. — *Geologische und paläontologische Mitteilungen aus den südlichen Teil des Banater Gebirgsstockes*, Jahr. d.k.k. ung. geol. R. A., 1872, **XXII**.
27. TOCORJESCU M., *Studiul Globotruncanelor din cretacicul superior din zona flişului*, Dări de seamă Com. geol., 1954, **XXXVIII** (1950-1951).
28. TOUCAS A., *Etudes sur la classification et l'évolution des Radiolitides*, Mém. Soc. Géol. de France, Paléont., 1908, *36*.

ASUPRA PREZENȚEI UNOR DEPOZITE CU *NANNOCONUS* ÎN SEDIMENTELE JURASICO-CRETACICE DIN R. P. ROMÎNĂ

DE

ACADEMICIAN M. G. FILIPESCU și O. DRAGASTAN

Comunicare prezentată în ședința din 19 ianuarie 1963

În anul 1931, acad. G. Murgeanu a semnalat, pentru prima dată, prezența în Romînia a unor depozite care conțin resturi de organisme considerate pe atunci ca embrioni de *Lagena* și care astăzi sînt atribuite unui organism dubios ce a fost denumit *Nannoconus* (4), (9).

Cu ocazia studiului unor depozite cu tintinnoidieni jurasice și cretacice din diferite regiuni ale Republicii Populare Romîne, cum sînt calcarele jurasice din învelișul sării de la Podeni și valea Tisei (reg. Ploiești) și calcarele valanginiene de pe valea Minișului—Crivina (reg. Banat) (fig. 1) am constatat existența în aceste sedimente a numeroase resturi aparținînd la diferite specii ale g. *Nannoconus*.

Înainte de a ne ocupa de resturile organismelor amintite, existente în calcarele menționate, vom face o scurtă expunere asupra evoluției ideilor în timp de aproape 40 de ani privind poziția în sistematica acestor organisme.

J. de Lapparent (7), în 1925, studiind o varietate de calcar foarte fin, bogat în resturi de *Lagena*, a semnalat împreună cu acest foraminifer prezența unor microorganisme conice avînd lungimea de 25 μ și atingînd 10 μ în partea cea mai lată. Datorită faptului că aceste microorganisme erau asociate numai cu resturi de *Lagena*, autorul menționat le-a considerat ca fiind embrioni ai acestui organism și astfel a intrat în literatură denumirea de „calcare cu embrioni de *Lagena*".

Cercetătorul spaniol G. Colom (3), studiind depozitele cretacicului inferior din Insula Mallorca și din alte regiuni mediteraneene, a constatat că asemenea calcare cu „embrioni de *Lagena*" sînt foarte frec-

vente şi bine dezvoltate în cretacicul inferior din acele regiuni, între care include şi Romînia.

Acceptînd termenul litologic creat, J. de Lapparent semnalează faptul că aşa-numiţii embrioni de *Lagena* se găsesc în varietăţi de calcar care conţin coccolite, calpionelle sau chiar alte foraminifere decît *Lagena*. Această constatare l-a făcut să se îndoiască asupra faptului că

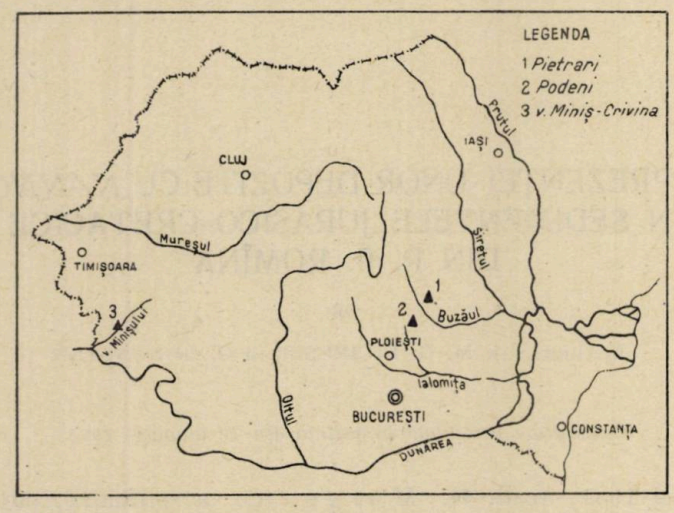


Fig. 1. — Localizarea depozitelor cu *Nannoconus* studiate.

microorganismele în cauză ar fi într-adevăr sporozoizi ai foraminiferului menţionat.

În faţa acestor fapte, în 1931, J. de Lapparent (8) renunţă la părerea emisă în 1925 şi emite părerea că aşa-numiţii embrioni ar reprezenta o specie de *Lagena* pe care o denumeşte *Lagena colomi*.

În acelaşi an, micropaleontologul german E. Kamptner (6) studiind aceste microorganisme dă o descriere foarte amănunţită a lor şi, fără a se pronunţa asupra poziţiei lor în sistematică, creează un gen nou *Nannoconus*.

Pînă în anul 1935, au figurat în literatură atît termenul de *Lagena colomi* (4) cît şi cel de *Nannoconus*, iar din acel an este acceptat numai ultimul termen.

În ceea ce priveşte diagnoza acestui microorganism există două păreri deosebite : aceea a lui Kamptner după care cavitatea care se găseşte în interiorul corpului conic al organismului ar fi deschisă atît la bază (apertura bazală) cît şi în vîrful conului (apertura apicală), şi aceea a lui Colom, după care organismul nu ar prezenta decît apertura apicală (citat după (5)).

Asupra cavităţii din interiorul conului este de menţionat faptul că la unele specii ea este dezvoltată, de lărgime egală sau îngustîndu-se treptat spre vîrf ; la altele ea este reprezentată printr-o cavitate mai mult sau mai

puțin dezvoltată situată spre baza conului, așa-numita cavitate bulbară, care spre vîrful conului se îngustează, prezentîndu-se ca un canal redus sau dispărînd complet.

Asupra poziției în sistematică a g. *Nannoconus* problema nu este încă lămurită. În această privință s-au emis pînă în prezent diferite păreri. Astfel, după cum s-a arătat în anul 1925 a fost considerat ca „embrion de *Lagena*" iar în 1931 chiar ca o specie a acestui foraminifer (*L. colomi*).

C a d i s c h a fost de părere că *Nannoconus* ar fi o algă monocelulară din grupa *Chlorophita*, pentru ca mai tîrziu să susțină că s-ar putea să fie o formațiune de origine neoorganică, formată din cristale de calcit într-un mediu suprasaturat în $CaCO_3$ (2).

În 1945, G. C o l o m consideră că ar aparține grupului enigmatic din care face parte forma *Fibrosphaera* J. de Lapparent. După P e c k (citat după (2)), avînd în vedere dispoziția spirală a bazei pieselor calcaroase care intră în constituția pereților corpului conic al acestui organism, s-ar putea ca *Nannoconus* să reprezinte oogoanele unor alge, părere care nu este încă dovedită. În tratatul de paleontologie apărut sub îngrijirea prof. J. P i v e t e a u, g. *Nannoconus* este situat între *Coccolithophoridae*, menționîndu-se că s-a făcut aceasta dintr-o simplă comoditate, fără a fi bazată pe argumente serioase (citat după (5)).

După prezentarea acestor date generale asupra g. *Nannoconus* se cere să ne ocupăm de resturile acestui organism în calcarele jurasico-cretacice din regiunile menționate.

a. *Resturi de Nannoconus din calcarul jurasic din învelișul sării de la Pietrari (valea Tisei) regiunea Ploiești*

Într-un bloc de calcar cenușiu întîlnit în învelișul masivului de sare de pe valea Tisei, în vecinătatea localității Pietrari situată la NE de valea Buzăului—Pîrscov (reg. Ploiești), s-au întîlnit numeroase exemplare de *Nannoconus*.

Studiat în secțiuni subțiri se constată că acest calcar, cu accentuate fenomene de recristalizare, păstrează încă frecvente plaje de calcar criptocristalin, microgranular.

În acele porțiuni, se poate vedea că în acest calcar resturile organice au fost destul de frecvente, dispărînd însă în mare parte prin recristalizare. Între organismele cărora aparțin acele resturi menționăm: echinizi, brahiopode, corali, miliolide, radiolari și tintinnide.

În masa fundamentală criptocristalină, în care sînt prinse aceste resturi de organisme, se pot distinge resturi de *Nannoconus*, între care am putut determina două specii: o varietate bine dezvoltată a speciei *Nannoconus steinmanni* Kamptner și o varietate gigantică a speciei *N. elongatus* Brönnimann.

După resturile de tintinnide aparținînd speciilor: *Calpionella alpina* Lorenz și *C. elliptica* Cadisch, calcarul de pe valea Tisei, în care s-au găsit exemplarele dezvoltate și robuste aparținînd speciilor menționate de *Nannoconus*, aparține portlandianului (tithonicului).

b. *Resturi de Nannoconus în calcarul jurasic-neocomiam din învelișul sării de la Podeni (reg. Ploiești)*

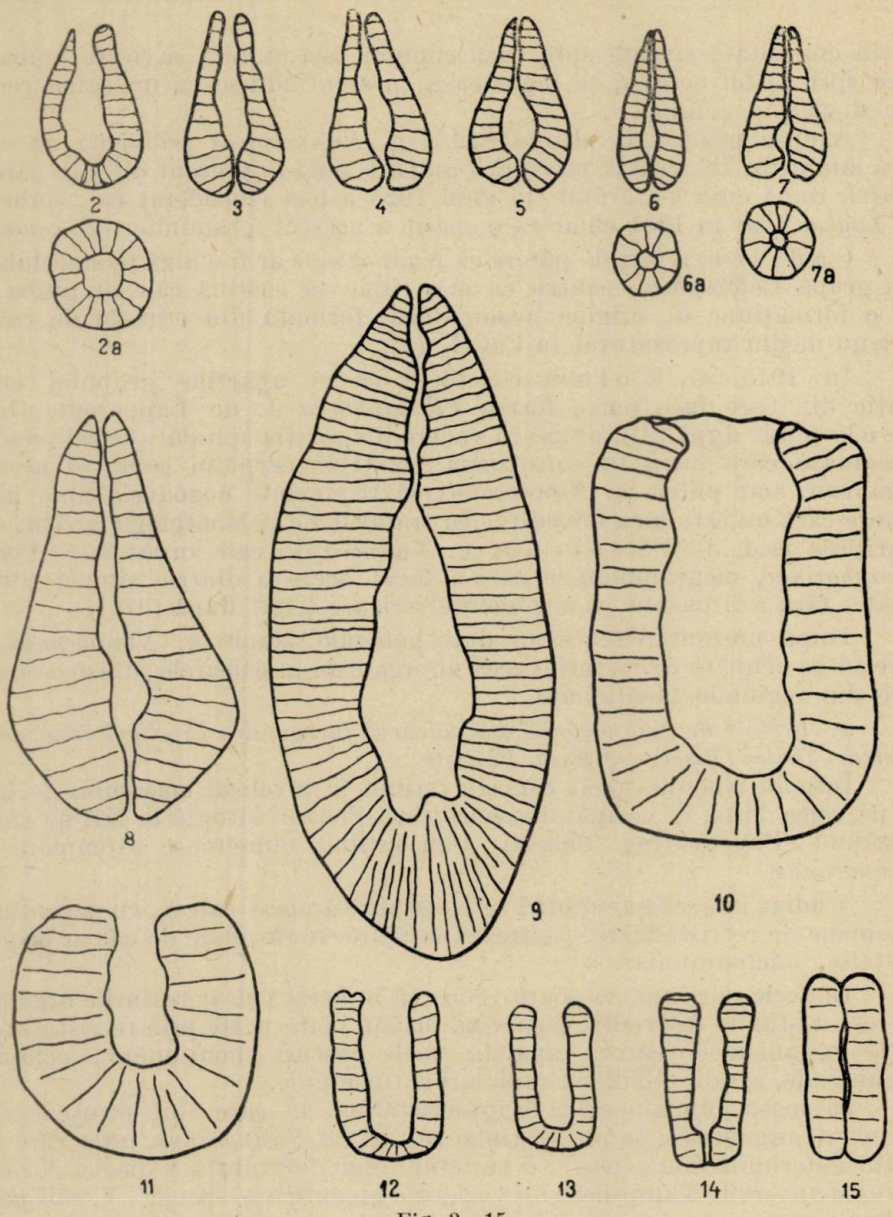


Fig. 2—15

Fig. 2—4 şi 8. — *Nannoconus steinmanni* Kamptner. Secţiunea longitudinală. Tithonic — Pietrari (reg. Ploieşti). Fig. 5—7. — *Nannoconus colomi* (J. de Lapparent). Secţiune longitudinală; 6*a* şi 7*a*, secţiuni transversale. Valanginian — valea Miniş (reg. Banat). Fig. 9. — *Nannoconus robustus* n. sp. Tithonic-berriasian — Podeni (reg. Ploieşti). Fig. 10. — *Nannoconus elongatus* Brönnimann. Tithonic — Pietrari (reg. Ploieşti). Fig. 11. — *Nannoconus truitti* Brönnimann. Tithonic-berriasian — Podeni (reg. Ploieşti). Fig. 12—14. — *Nannoconus elongatus* Brönnimann. Valanginian — valea Miniş (reg. Banat). Fig. 15. — *Nannoconus dolomiticus* Citta et Pasquare. Valanginian — valea Miniş (reg. Banat).

În învelișul masivului de sare de la Podeni este cunoscută încă de multă vreme existența unor blocuri de calcar, dintre care unele ating volume de mai mulți m^3 (11).

În unul dintre aceste blocuri se constată în secțiuni subțiri o mulțime de resturi de organisme, și anume : plăci și radiole de echinizi, fragmente de cochilii de lamelibranhiate și de brahiopode, resturi de corali, spiculi de spongieri silicioși și radiolari calcifiați, rare foraminifere aparținînd genului *Lagena* și tintinnide. Toate aceste organisme sînt prinse într-o masă fundamentală formată din carbonat de calciu microgranular și coccolite.

Folosind un obiectiv puternic, se constată că în această masă fundamentală se găsesc numeroase exemplare de *Nannoconus* în secțiune longitudinală sau transversală, forme de talie mare în comparație cu talia obișnuită a acestui gen, și anume cu lungimi de 48—84 μ și lățimi de 16—36μ.

După resturile de tintinnide, întîlnite în acest calcar, provenind de la speciile : *Calpionella alpina* Lorenz, *C. elliptica* Cadisch, *Stenosemellopsis hispanica* (Colom), *Favelloides balearica* Colom și *Tintinnopsella* sp., se poate afirma că acest calcar aparține tithonicului superior-berriasianului.

Formele de *Nannoconus* întîlnite în acest calcar aparțin la două specii : prima reprezentînd o formă dezvoltată a speciei *Nannoconus truitti* Brönnimann, iar a doua o specie nouă pe care am numit-o *Nannoconus robustus* n. sp.

c. *Resturi de Nannoconus în marno-calcarele valanginiene de la Crivina, zona Reșița—Moldova-Nouă (reg. Banat)*

În seria de Crivina, constituită din marne și marno-calcare cu *Neocomites neocomiensis* Uhl. în baza cărora i s-a atribuit vîrsta valanginiană (10), s-au găsit numeroase resturi de *Nannoconus* asociate cu coccolite și tintinnide.

Aceste din urmă microorganisme aparținînd speciilor : *Tintinnopsella carpathica* (Murg. et Filip.), *T. cadischiana* (Colom), *T. oblonga* (Cadisch), *Amphorellina subacuta* Colom, *Calpionellites darderi* (Colom), *C.* cf. *uncinata* Citta et Pasquare etc., pledează și ele pentru vîrsta neocomiană a seriei de Crivina.

Între formele de *Nannoconus* întîlnite în aceste depozite am determinat speciile *Nannoconus kamptneri* Brönnimann, *N. colomi* (J. de Laparent) (pl. I, fig. 5—7), *N. elongatus* Brönnimann, *N. dolomiticus* Citta et Pasquare (1).

CONCLUZII

Din datele prezentate se pot conchide următoarele :

1. Prezența depozitelor cu *Nannoconus* în sedimente jurasice și cretacice din Republica Populară Romînă pledează în favoarea afirmației că reprezintă un facies caracteristic în cadrul depunerilor bathiale ale Mării Tethys (C o l o m).

2. Formele de *Nannoconus* întîlnite în sedimentele jurasice și cretacice de care ne-am ocupat ating dimensiuni cu mult mai mari decît

cele ale formelor descrise pînă în prezent din depozite sincrone aparținînd altor zone ale fostului domeniu marin, căruia acest facies îi este caracteristic.

3. În ceea ce privește dimensiunile pe care le ating formele de *Nannoconus* este de remarcat faptul că, în general, acestea merg descrescînd din jurasic spre cretacic.

DESCRIEREA SISTEMATICĂ

Nannoconus colomi (J. de Lapparent)

(Pl. I, fig. 5–7)

1925 Embrioni de *Lagena* J. de Lapparent (7), p. 615–664.
1931 *Lagena colomi* J. de Lapparent (8), p. 222–223.
1955 *Nannoconus colomi* (J. de Lapparent) (2), p. 35.

Forme conice, mici, cu înălțimea de 14 μ și lățimea maximă de 6 μ. Cavitatea bulbară de mărimi diferite mergînd pînă la jumătate din lungimea formei.

Nannoconus steinmanni Kamptner

(Pl. I, fig. 2–4 și 8)

1925 Embrioni de *Lagena* (*op. cit.*).
1931 *Nannoconus steinmanni* Kamptner (6), p. 288–297.
1955 *Nannoconus steinmanni* Kamptner (2), p. 36.

Formă conică avînd lungimea de 26–48 μ și lățimea maximă de 6–16 μ. Cavitatea interioară deschisă la ambele părți (apicală și bazală).

Nannoconus robustus n. sp.

(Pl. I, fig. 9)

Formă elipsoidală, lungă de 84 μ, cu lățimea maximă de 36 μ. Prezintă o cavitate bulbară ovală care se continuă printr-un canal îngust și sinuos deschizîndu-se printr-un singur orificiu, apertura apicală. Grosimea pereților este de circa 12 μ.

Nannoconus robustus n. sp.

(Pl. I, fig. 9)

Forme ellipsoïdale, longueur de 84 μ, largeur maximum 36 μ. Présente une cavité bulbaire ovale, continuée par un canal étroit et sinueux qui s'ouvre par un seul orifice, l'aperture apicale. Epaisseur des parois, environ 12 μ.

Nannoconus elongatus Brönnimann

(Pl. I, fig. 10, 12–14)

1955 *Nannoconus elongatus* Brönnimann (2), p. 38.

Forme cilindrice, cu lungimea de 16 μ, lățimea de 6 μ, cu excepția formelor întîlnite în calcarul din valea Tisei ale căror lungimi ating 52 μ iar lățimile 16 μ, apărînd astfel ca o varietate foarte dezvoltată și robustă.

Nannoconus truitti Brönnimann

(Pl. I, fig. 11)

1955 *Nannoconus truitti* Brönnimann (2), p. 38.

Formă de cupă, cu baza rotunjită avînd pereții groși. Înălțimea este de 42 μ, lățimea de 16 μ, lățimea deschiderii cupei este de 8 μ.

Nannoconus dolomiticus Citta et Pasquare

(Pl. I, fig. 15)

1959 *Nannoconus dolomiticus* Citta et Pasquare (1), p. 426.

Formă cilindrică, cu un canal discontinuu foarte îngust. Lungimea de 14 μ, lățimea de 6 μ. Este puțin frecventă în marno-calcarele valanginiene de la Crivina (reg. Banat).

О ПРИСУТСТВИИ ОТЛОЖЕНИЙ С ФАУНОЙ *NANNOCONUS* В ОТЛОЖЕНИЯХ ЮРЫ — МЕЛА НА ТЕРРИТОРИИ РНР

РЕЗЮМЕ

При исследовании известняков юры — неокома близ соляных массивов в Пьетрари и Подень (район Плойешть) и толщи валанжинских мергелистых известняков по долине Валя Минишулуй в Кривине (Банатская область) авторами установлено присутствие фаций с фауной Nannoconus следующих видов Nannoconus colomi (J. de Lapparent), N. steinmanni Kamptner, N. elongatus Brönnimann, N. truitti Brönnimann, N. dolomiticus Citta et Pasquare и нового вида N. robustus n. sp., найденного в известняках титон-берриаса, в районе села Пьетрари. Этот новый вид имеет следующую характеристику: эллипсоидальная форма, длина 84 μ максимальная ширина — 36 μ, с овальной полостью, продолжающейся узким и извилистым каналом с одним отверстием, апикальной аппертурой. Толщина стенок — 12 μ.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Позиция отложений с исследованными экземплярами Nannoconus.

Таблица I

Рис. 2—4 и 8. — Nannoconus steinmanni Kamptner. Продольное сечение, титон Пьетрарь (р. Плойешть).

Рис. 5—7. — Nannoconus colomi (J. de Lapparent). Продольное сечение 6*a* и 7*a* — поперечное сечение. Валанжин. Долина Валя Миниш (р. Банат).

Рис. 9. — Nannoconus robustus n. sp. Титон — берриас. Подень (р. Плойешть).

Рис. 10. — Nannoconus elongatus Brönnimann. Титон. Пьетрари (р. Плойешть).

Рис. 11. — Nannoconus truitti Brönnimann. Титон—берриас. Подень (р. Плойешть).

Рис. 12—14. — Nannoconus elongatus Brönnimann. Валанжин. Долина Валя Миниш (р. Банат).

Рис. 15. — Nannoconus dolomiticus Citta et Pasquare. Валанжин. Дол. Валя Миниш (р. Банат).

SUR LA PRÉSENCE DES DÉPÔTS À *NANNOCONUS* DANS LES SÉDIMENTS JURASSICO-CRÉTACÉS DE LA R.P. ROUMAINE

RÉSUMÉ

L'étude des calcaires jurassico-néocomiens faisant partie de la couverture des massifs de sel de Pietrari et Podeni (région de Ploieşti) et des marno-calcaires valanginiens de la vallée du Miniş, Crivina (rég. de Banat) a permis de mettre en évidence l'existence de certains faciès à *Nannoconus*. Les exemplaires déterminés appartiennent aux espèces *Nannoconus colomi* (J. de Lapparent), *N. steinmanni* Kamptner, *N. elongatus* Brönnimann, *N. truitti* Brönnimann, *N. dolomiticus* Citta et Pasquare, ainsi qu'à une nouvelle espèce, à savoir *N. robustus* n. sp. trouvée dans le calcaire tithonico-berriasien de Pietrari, et dont les auteurs donnent la description suivante : « Forme ellipsoïdale ayant une longueur de 84 μ et une largeur de maximum 36 μ présentant une cavité bulbaire ovale, continuée par un canal étroit et sinueux et s'ouvrant par un seul orifice, l'aperture apicale. L'épaisseur des parois est d'environ 12 μ ».

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Emplacement des depôts à *Nannoconus* étudiés.

Planche I

Fig. 2—4 et 8. — *Nannoconnus steinmanni* Kamptner. Coupe longitudinale. Tithonique — Pietrari (rég. de Ploieşti).

Fig. 5—7. — *Nannoconnus colomi* (J. de Lapparent). Coupe longitudinale; 6*a* et 7*a*, coupe transversale. Valanginien — vallée de Miniş (rég. de Banat).

Fig. 9. — *Nannoconus robustus* n. sp. Tithonique-Berriasien, Podeni (rég. de Ploieşti).

Fig. 10. — *Nannoconus elongatus* Brönnimann. Tithonique, Pietrari (rég. de Ploieşti).

Fig. 11. — *Nannoconus truitti* Brönnimann. Tithonique-Berriasien — Podeni (rég. de Ploieşti).

Fig. 12—14. — *Nannoconus elongatus* Brönnimann. Valanginien — vallée du Miniş (rég. de Banat).

Fig. 15. — *Nannoconus dolomiticus* Citta et Pasquare. Valanginien — vallée du Miniş (rég. de Banat).

BIBLIOGRAFIE

1. BIANCA-CITTA M. e PASQUARE G., *Osservazioni micropaleontologicche sud Cretaceo del Dolomiti*, Instituto de Geologia, Paleontologia... della Universita de Milano, serie P, Publicazione *102*, 1959.
2. BRÖNNIMANN P., *Microfossile incertae sedis from the Upper Jurassic and Lower Cretaceous of Cuba*, Micropaleontology, 1955, **I**, *1*.
3. COLOM G., *Estudios litológicos sobre et Cretaceo inferior de Mallorca*, Boletin de la Sociedas Española de Historia Natural, 1931, **XXXI**.
4. — *Contribucion al conocimiento de las facies litopaleontologicas del Cretacico de las Baleares y del SE de España*, Association pour l'étude géologique de la Mediterranée occidentale, 1934, **I—III**.
5. DEFLANDRE G., *Classe de Coccolithophoridès*, in J. PIVETEAU, *Traité de Paléontologie*, Paris, 1952, **I**, 113.
6. KAMPTNER E., *Nannoconus steinmanni nov. gen., nov. sp., ein merkwürdiges gesteinsbildendes Mikrofossil aus dem jungeren Mesozoikum der Alpen*, Paläontolog. Zeitschr., 1931, **13**, 288—297.
7. LAPPARENT J. DE, *Sur une variété de calcaire à grain fin*, Soc. Géol. de France, C. R. Somm., 1925, *7*, 104—106.
8. — *Sur les prétendus — „embryons de Lagena"*, Soc. Géol. de France, C. R. Somm., 1931, *14—15*, 222—223.
9. MURGEANU G., *La nappe interne du Flysch dans les environs de Comarnic*, An. Inst. geol., 1934, **XVI** (1931), 297.
10. MUTIHAC V., *Studii geologice în partea mediană a zonei Reșița-Moldova Nouă (Banat)*, Biblioteca de geologie-paleontologie, Ed. Acad. R.P.R., București, 1959, **IV**.
11. ȘTEFĂNESCU SABBA, *Calcaire de Podeni, vallée de la Lopanda (Roumanie)*, Bull. Soc. Géol. de France, 1897, **XXV**, 309.

ASUPRA PREZENȚEI DINANȚIANULUI ÎN FUNDAMENTUL CÎMPIEI ROMÎNE (MASIVUL MOESIC)

DE

D. PATRULIUS și T. NEAGU

Comunicare prezentată de academician G. MURGEANU în ședința din 13 noiembrie 1962

În partea meridională a Cîmpiei Romîne, în apropierea Dunării, foraje adînci, recent executate de Comitetul geologic și de Ministerul Industriei Petrolului și Chimiei, au pus în evidență prezența unei succesiuni foarte groase de calcare și dolomite, sub depozitele roșii ale triasicului. Vîrsta paleozoică a acestei succesiuni de roci carbonatate a fost precizată cu ajutorul cîtorva rare fosile recoltate de E. Popescu la Cetate și identificate de unul dintre noi.

Un studiu microfacial sistematic a arătat că cea mai mare parte, dacă nu totalitatea calcarelor masive dezvoltate sub depozitele roșii ale triasicului în partea meridională a Cîmpiei Romîne, aparține dinanțianului. La anumite nivele aceste calcare conțin o microfaună foarte bogată, comparabilă cu microfauna depozitelor dinanțiene din Platforma Rusă și Urali (2), (4), (5), cu microfauna mississippianului din America de Nord (6) și a dinanțianului din Bretagne (3).

Distanța dintre punctele extreme unde a fost identificat dinanțianul în Cîmpia Romînă, și anume Cetate la V și Călărași la E, este de 290 km (fig. 1).

Grosimea depozitelor carbonatate ale carboniferului inferior — și eventual ale devonianului superior[1] — estede cel puțin 1 750 m.

În aria Cîmpiei Romîne dinanțianul a fost identificat mai întîi la Cetate, localitate situată la SE de Turnu-Severin, într-un foraj executat de Comitetul geologic. Acest foraj a străbătut, sub calcarele triasicului mediu, gresiile, nisipurile și argilele triasicului inferior (380 m grosime),

[1] Prezența devonianului la Călărași a fost semnalată de către B. S. Venkatachala și D. Beju, Petrol și gaze, 1961, vol. 12/11.

apoi un pachet de conglomerate cu matrice argiloasă roşie şi elemente de calcare paleozoice (200 m grosime) şi în cele din urmă, pe o grosime în jur de 543 m (între 2 676 şi 3 229 m), o succesiune de calcare negre şi cenuşii reprezentînd dinanţianul.

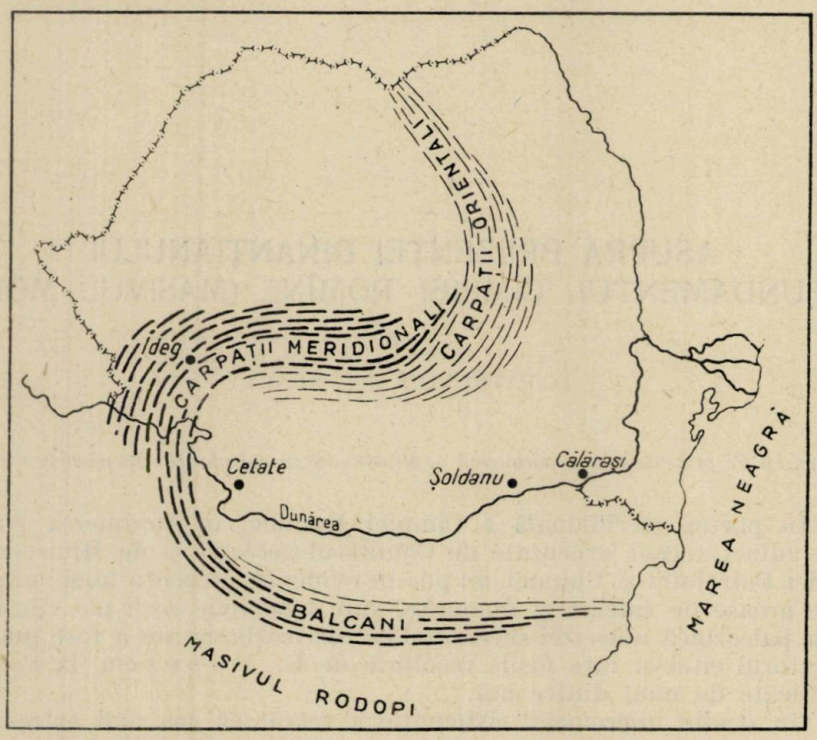


Fig. 1. — Schiţă a bazinului inferior al Dunării cu localităţile unde au fost identificate depozite dinanţiene.

Vîrsta conglomeratelor situate deasupra calcarelor dinanţiene constituie încă obiect de discuţie. Conglomerate avînd o poziţie similară sub depozitele roşii ale triasicului sînt considerate de geologii bulgari ca reprezentînd probabil permianul superior. La 3 229 m adîncime forajul a atins, sub calcarele dinanţiene, gresii conglomeratice şi argile roşii ce nu se deosebesc de cele ale complexului roşu permo (?)-triasic care se aşterne pe aceleaşi calcare. De notat că gresiile roşii situate la 3 229 m adîncime conţin elemente angulare de calcare negre şi cenuşii identice calcarelor carbonifere. Acest fapt ne face să presupunem existenţa unei falii inverse, determinînd superpoziţia anormală a calcarelor dinanţiene pe depozitele roşii.

Calcarele dinanţiene străbătute de forajul de la Cetate sînt de diferite tipuri. Se disting calcare negre şi cenuşii-închis cu accidente silicioase şi deseori cu fragmente de echinoderme; calcare subnodulare brune-roşcate cu învelişuri marnoase; calcare fin granulare cenuşii, uneori cu vagă

C. 1829 d. p. 196

Fig. 2. — Calcar cu *Endothyra* și *Archaediscus*; Cetate, la 2 918 m adîncime (100 ×).

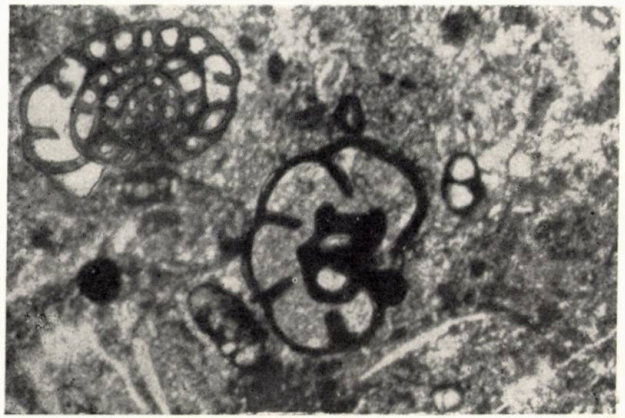


Fig. 3. — *Pleclogyra* sp., *Millerella* sp.; Cetate, la 2 918 m adîncime (200 ×).

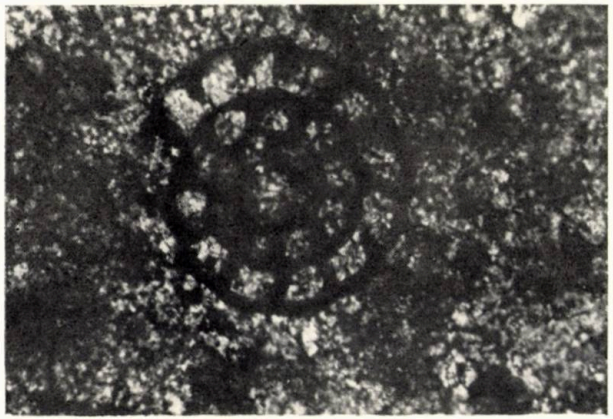


Fig. 4. — *Millerella* sp.; Cetate, la 2 918 m adîncime (200 ×).

Fig. 5. — *Archaediscus karreri* Brady; Cetate, la 2 918 m adîncime (200 ×).

Fig. 6. — *Permodiscus* cf. *rotundatu* (Tchernycheva); Cetate, la 2 918 m adîncimes (200 ×).

Fig. 7. — *Plancarchaediscus spirillinoides* (Rauser); Cetate, la 2 918 m adîncime (200 ×).

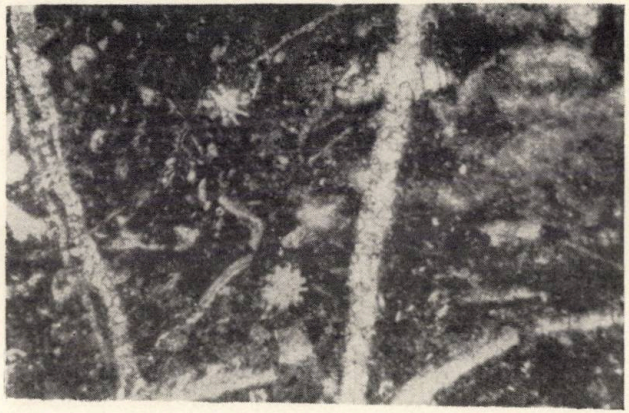


Fig. 8. — Calcar fin granular cu spiculi canelați; Cetate, la 3 071 m adîncime (100 ×).

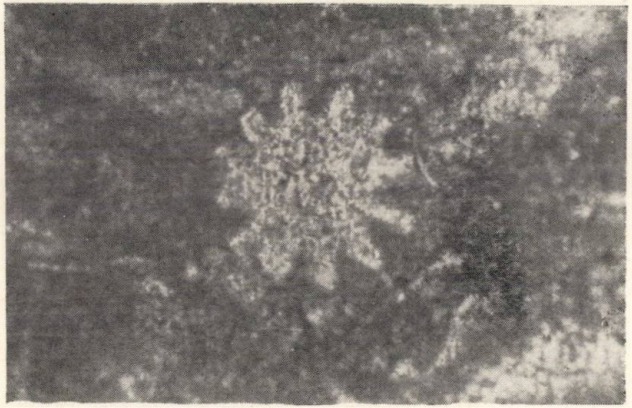


Fig. 9. — Spicul canelat în secțiune transversală, puternic mărit; Cetate, la 3 071 m adîncime.

nuanță roșcată. În general calcarele negre domină la partea superioară a succesiunii, iar calcarele cenușii fin granulare la partea ei inferioară.

Diaclazele umplute cu calcit sînt frecvente. De notat și prezența unor fragmente de șisturi sericitoase în calcarele brune-roșcate, traversate la 2 836 m adîncime.

Din calcarele dinanțiene de la Cetate au fost recoltate următoarele fosile :

Syringopora sp., *Schelwienella* sp., în calcarele brune-roșcate străbătute la 2 836 m adîncime.

Productus (*lato sensu*) sp., fragment de valvă dorsală în calcarele negre cu accidente silicioase străbătute la 2 951 m adîncime.

Microfauna calcarelor dinanțiene din același foraj (pl. I și II) cuprinde mai multe specii de *Endothyra*, *Plectogyra*, *Bradyina*, *Millerella*, *Permodiscus*, *Planoarchaediscus*, *Archaediscus* (forme comparabile cu cele figurate în secțiuni subțiri de D. M. Rauser-Cernousova ca *Archaediscus karreri* Brady și *A. krestovnikovi* Rauser), *Hyperammina* (specie de talie mare comparabilă cu *H. moderata* Malakhova). Sînt deosebit de bogate în foraminifere calcarele de la 2 676 m, 2 700 m, 2 739 m, 2 835 m, 2 918 m, 2 951 m, 3 061,60 m și 3 121,60 m adîncime. De remarcat că formele de archaeodiscide menționate își au maximul de frecvență în viséanul din Platforma Rusă și că nu se ridică mai sus de namurian.

În calcarele cenușii fin granulare se observă pe secțiuni subțiri frecvenți spiculi canelați, reprezentînd, după toate aparențele, resturi scheletice de echinoderme.

La Călărași, două foraje, executate de Ministerul Industriei Petrolului și Chimiei, au străbătut o succesiune foarte groasă de calcare și dolomite paleozoice, fără a-i atinge baza. Într-un foraj executat în această regiune, în vecinătatea Dunării, direct sub depozitele doggerului, se găsește dezvoltată o succesiune de roci carbonatate, avînd cel puțin 1 750 m grosime și în care se disting de sus în jos următorii termeni :

a) calcare microdetritice (calcarenite) cu numeroase fragmente de echinoderme și rare foraminifere (în jur de 400 m grosime) ;

b) calcare fin granulare, în parte pseudo-olitice, cenușii, cu intercalații de calcarenite și calcare dolomitice (în jur de 600 m grosime) ;

c) dolomite masive (în jur de 300 m grosime) ;

d) calcare fin granulare, în parte pseudo-olitice, brune și negricioase, bituminoase cu nivele bogate în ostracode și intercalații de anhidrit (cel puțin 450 m grosime).

Calcarele primelor două unități litologice nu conțin decît rare foraminifere, în general prost conservate, astfel încît succesiunea acestor depozite nu a putut fi datată în mod mai precis.

În schimb un alt foraj, situat mai la nord, a străbătut, sub depozitele roșii ale triasicului, pe o grosime în jur de 750 m, calcare identice celor din primii doi termeni litologici menționați mai sus (*a* și *b*) și a căror vîrstă dinanțiană nu poate fi pusă la îndoială. Este vorba de calcarenite

în parte spatice și de calcare fin granulare ce conțin, la mai multe nivele, o microfaună bogată, comparabilă cu cea a calcarelor dinanțiene de la Cetate. Partea terminală a acestei succesiuni de roci carbonatate străbătută de acest foraj cuprinde un nivel de calcarenit roz cu fragmente de brahiopode (*Productus*?) și cu foraminifere, printre care specii de *Endothyra*, *Plectogyra*, *Tetrataxis*, *Archaediscus*, *Hyperammina* (la 1 488 m adîncime). Mai jos, la 1 604 m adîncime, forajul a străbătut calcare fin granulare, cenușii-deschis ce conțin specii de *Plectogyra* și *Hyperammina*, iar la 2 140 m calcarenite cu rare endothiride.

În ceea ce privește partea inferioară a succesiunii paleozoice, dezvoltată în regiunea Călărași, aceasta ar putea reprezenta eventual strunianul și devonianul superior.

Calcare ce nu se disting de cele ale dinanțianului de la Călărași, au mai fost puse în evidență la Șoldanu (la nord de Oltenița), unde, pe o grosime în jur de 650 m, un foraj executat de Ministerul Industriei Petrolului și Chimiei a străbătut calcare pseudo-oolitice și calcarenite cu rare foraminifere, organisme constructoare (briozoare) și resturi de echinoderme. Sub aceste calcare forajul a pătruns în dolomite masive ce par să corespundă dolomitelor masive străbătute de forajul de la Călărași.

În teritoriile de cutare alpină, limitrofe Masivului moesic, dinanțianul a fost identificat pînă acum numai în Banat unde acest etaj este reprezentat prin calcare, în parte spatice, și cu brahiopode, în valea Idegului (1).

După toate aparențele calcarele dinanțiene din Banat fac parte din aceeași arie de sedimentare a depozitelor paleozoice, care se dezvoltă între Masivul Rodopilor la sud și Masivul getic la nord. Această arie de sedimentare, orientată EV, cu subsidență nu mai puțin importantă în timpul paleozoicului decît în mezozoic, se extinde departe spre E, fără îndoială dincolo de țărmul Mării Negre. Este de presupus că ea se extinde și spre V, dincolo de curbura banatică a Carpaților unde depozitele dinanțiene au fost îndepărtate în cea mai mare parte prin eroziune, probabil în legătură cu mișcările de ridicare ce au însoțit cutările sudete.

Dezvoltarea dinanțianului sub un facies de calcare masive și dolomitice în bazinul inferior al Dunării constituie un fapt cu totul remarcabil. Acest facies este comparabil mai ales cu cel al calcarului carbonifer din Anglia și se deosebește în anumită măsură de cel al dinanțianului din bazinul Donețului. Prezența unor intercalații de anhidrite la baza sistemului carbonifer — sau eventual la partea superioară a devonianului — constituie un alt aspect particular al succesiunii depozitelor paleozoice din fundamentul Cîmpiei Române. În această privință trebuie să reamintim că sfîrșitul devonianului este acela care corespunde cu o fază de regresiune, cu depuneri de gips și sare gemă, în aria Platformei Ruse.

О ПРИСУТСТВИИ ДИНАНТСКОГО ЯРУСА В ФУНДАМЕНТЕ РУМЫНСКОЙ НИЗМЕННОСТИ (МИЗИЙСКИЙ МАССИВ)

РЕЗЮМЕ

В южной части Румынской равнины, в придунайской зоне, глубоким бурением выявлено присутствие мощной пачки массивных известняков и доломитов динантского возраста, перекрытых красными пермь(?)-триасовыми породами или же непосредственно доггером. Расстояние между крайними точками известного распространения динантского яруса на территории Румынской равнины (между Четате — на западе и Кэлэраш — на востоке) составляет 290 км. Мощность верхнепалеозойских карбонатных отложений (включая, возможно, и верхний Девон) достигает по меньшей мере 1750 м. В низах этих отложений встречаются прослои ангидрита. Динантские известняки содержат богатую микрофауну (Endothyridae и Archediscidae).

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Схематическая карта нижнего бассейна Дуная с указанием точек где установлено присутствие динантского яруса.

Таблица I

Рис. 2. — Известняк с фауной Endothyra и Archaediscus ; Четате, на глубине, 2918 м (100 ×).
Рис. 3. — Plectogyra sp., Millerella sp. Четате, на глубине 2918 м (200 ×).
Рис. 4. — Millerella sp.; Четате, на глубине 2918 м (200 ×).
Рис. 5. — Archaediscus karreri Brady; Четате, на глубине 2918 м (200×).

Таблица II

Рис. 6. — Permodiscus cf. rotundatus (Tchernycheva); Четате, на глубине 2918 м (200 ×).
Рис. 7. — Plancarchaediscus spirillinoides (Rauser); Четате, на глубине 2918 м (200 ×).
Рис. 8. — Тонкозернистый известняк с бороздчатыми спикулами; Четате, на глубине 3071 м (100 ×).
Рис. 9. — Бороздчатый спикул, поперечное сечение; сильно увеличен. Четате, на глубине 3071 м.

SUR LA PRÉSENCE DU DINANTIEN DANS LE SOUBASSEMENT DE LA PLAINE ROUMAINE (MASSIF MOESIEN)

RÉSUMÉ

Des forages profonds exécutés dans la partie méridionale de la Plaine Roumaine aux abords du Danube, ont mis en évidence une succession épaisse de calcaires massifs et de dolomies dinantiennes sous les

dépôts rouges du Trias ou directement sous le Dogger. La distance entre les points extrêmes où le Dinantien a été identifié dans la Plaine Roumaine (Cetate à l'ouest et Călăraşi à l'est) est de 290 km ; l'épaisseur des dépôts carbonatés du Paléozoïque supérieur (y compris peut-être le Dévonien supérieur) y atteint au moins 1 750 m. La partie inférieure de ces dépôts comprend des intercalations d'anhydrite. Les calcaires dinantiens contiennent une riche microfaune (*Endothyridae* et *Archaediscidae*).

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Esquisse du bassin inférieur du Danube avec les localités où l'on a identifié des dépôts dinantiens.

Planche I

Fig. 2. — Calcaires à *Endothyra* et *Archaediscus* ; Cetate, à 2 918 m de profondeur (100 ×).
Fig. 3. — *Plectogyra* sp., *Millerella* sp. ; Cetate, à 2 918 m de profondeur (200 ×).
Fig. 4. — *Millerella* sp. ; Cetate, à 2 918 m de profondeur (200 ×).
Fig. 5. — *Archaediscus karreri* Brady ; Cetate, à 2 918 m de profondeur (200 ×).

Planche II

Fig. 6. — *Permodiscus* cf. *rotundatus* (Tchernycheva) ; Cetate, à 2 918 m de profondeur (200 ×).
Fig. 7. — *Plancarchaediscus spirillinoides* (Rauser) ; Cetate, à 2 918 m de profondeur (200 ×).
Fig. 8. — Calcaire granulaire fin à spicules cannelés ; Cetate, à 3 071 m de profondeur (100 ×).
Fig. 9. — Spicule cannelé en coupe transversale, fortement grossi ; Cetate, à 3 071 m de profondeur.

BIBLIOGRAFIE

1. CODARCEA AL., RĂILEANU GR. şi NĂSTĂSEANU S., *Carboniferul inferior din Valea Idegului (Vîrsta calcarelor de Ideg)*, Stud. şi cercet. geol., 1960, V, *3*.
2. ЛИПИНА О. А., *Фораминиферы турнейского яруса и верхней части Девона Волго-уральской области и западного склона Среднего Урала*, Труды Института геологических Наук, Акад. Наук. СССР, Москва, 1955, *163*.
3. MILON Y., *Recherches sur les calcaires paléozoïques et le Briovérien de Bretagne* (Thèse), Rennes, 1928.
4. РАУСЕР-ЧЕРНОУСОВА Д. М., ВИСАРИОНОВА А. Я., ГЛЕБОСКАЯ Е. М., ГРОЗДИЛОВА Л. П., ЛИНИНА О. А., СУЛЕЙМАНОВ И. С. и ЧЕРНЫШЕВА Н. Е., *Стратиграфия и фораминиферы нижнего Карбона русской платформы и Приуралья*, Труды Института Геологических Наук, Акад. Наук СССР, Геол. серия, Москва, 1948, *62*.
5. ВОЛОСИНОВА И. А. и РЕЙТЛИНГЕР Е. А., *Основы палеонтологии*, Москва, 1959, I.
6. ZELLER E. J., *Stratigraphic Significance of Mississippian Emdothyroid Foraminifera*, University of Kansas, Paleontological contributions, Kansas, 1950, Article 4.

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA FAUNEI DE MOLUȘTE OLIGOCENE DIN REGIUNEA TICU — TĂMAȘA (BAZINUL VĂII ALMAȘULUI, NORD-VESTUL TRANSILVANIEI)

DE

V. MOISESCU

Comunicare prezentată de academician M. G. FILIPESCU în ședința din 22 ianuarie 1963

Regiunea de unde provine fauna de moluște care face obiectul lucrării de față este situată în bazinul văii Almașului, fiind limitată de Dealul Buduleului și localitatea Ticu-Sat la sud-est și valea Almașului la nord-vest (fig. 1). Această regiune cuprinde numai o mică parte din depozitele oligocene care se întind de-a lungul versantului stîng al văii Nadășului, începînd de la Cluj la sud-est pînă la Huedin și de aici spre vest pînă la contactul cu eruptivul Vlădesei și cristalinul din Munții Meseșului. Spre nord-est aceste depozite trec ceva mai la est de localitățile Mihăești — Zimbor, continuîndu-se spre Jibău.

Cu studiul faunei de moluște din această regiune s-au ocupat relativ puțini cercetători. Fauna depozitelor de aici nu a format pînă în prezent obiectul unui studiu complet. Lucrarea de față constituie doar un început al acestui studiu. Materialul cercetat a fost colectat în vara anului 1960, în zona localităților Ticu, Arghiș, Tămașa și Dîncu, din succesiunea de depozite care alcătuiesc „orizontul marno-șistos fosilifer", situat între stratele de Ticu la partea inferioară și stratele de Cetate la partea superioară.

A. Koch (27) încadrează orizontul amintit la stratele de Ticu (Forgácskút), considerîndu-l ca un complex de apă dulce, din care menționează următoarele forme :

Melanopsis hantkeni Hofmann
Melania escheri Mérian
Melania sp.
Cyrena semistriata Deshayes
Congeria brardi Brongniart

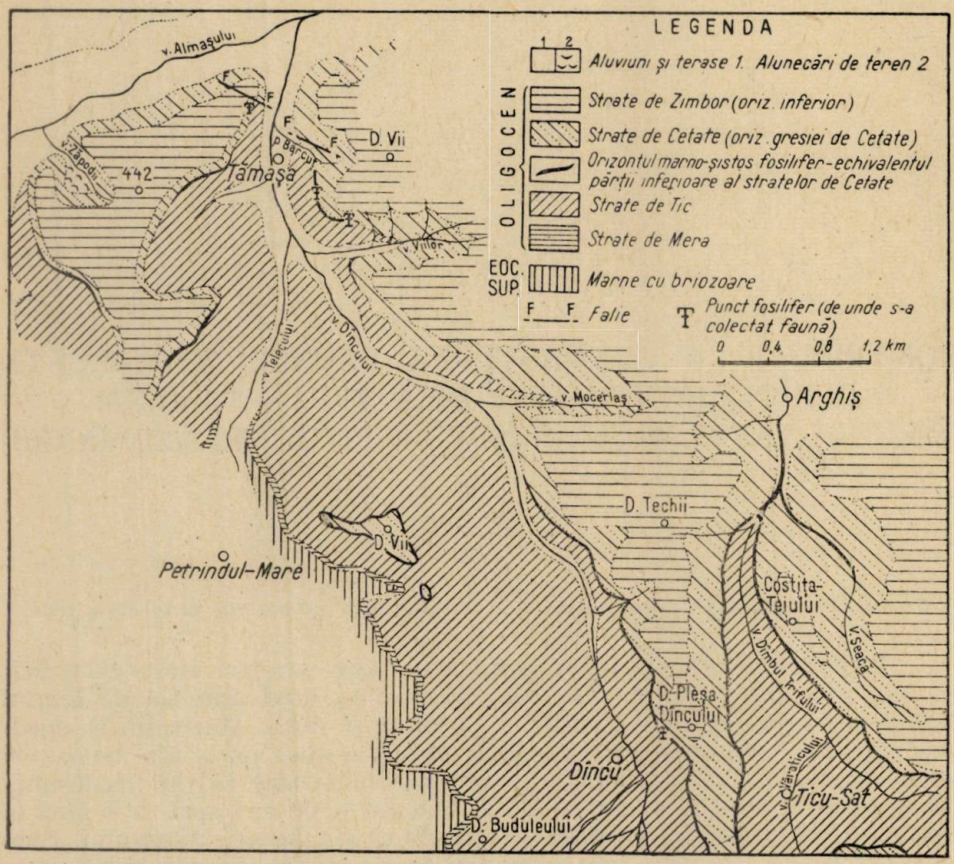


Fig. 1. — Schița geologică a regiunii Ticu—Tămașa (bazinul văii Almașului — nord-vestul Transilvaniei).

Cardium sp.
Unio sp.

Din orizontul imediat superior „strate de Cetate" (Fellegvár), pe care le-a studiat de la Cluj (Dealul Cetate) și pînă în valea Almașului, A. Koch citează:

Corbula aff. *henkeliusiana* Nyst
Cyrena semistriata Deshayes
Corbulomya cf. *crassa* Sandberger
Corbulomya triangula Nyst
Cardium sp.
Cardium cf. *tenuisulcatum* Nyst,

remarcînd caracterul pronunțat salmastru al acestei faune.

Totodată autorul arată că în bazinul văii Almașului — regiunea Ticu, Arghiș, Tămașa — bancurile de gresii cu impresiuni de cochilii aparținînd genurilor *Corbula* și *Cyrena* devin tot mai rare și dispar la vest de valea Almașului.

Cercetări mai recente printre care cele ale lui Gr. Răileanu și Em. Saulea (42) și-au extins observațiile asupra întregului paleogen din regiunea Cluj și Jibău. Orizontul cu intercalații de cărbuni de la Ticu — Tămașa este încadrat de autorii menționați la stratele de Ticu, formînd partea superioară a acestora.

O încercare de a paraleliza orizontul marno-șistos fosilifer cu stratele de cetate se datorește lui Gh. Voicu[1] care, într-o lucrare inedită, face o orizontare detaliată a depozitelor cu intercalații de cărbuni pe care le-a studiat în jurul localității Tămașa, separînd patru nivele :

1. nivelul marno-argilos ;
2. nivelul lumașelic ;
3. nivelul argilo-marnos ;
4. nivelul de argile cu sferosiderite.

Din nivelele 2, 3 și 4, autorul citează și o faună ce cuprinde :

Corbula sp.
Congeria brardi Brongniart
Cyrena semistriata Deshayes
Melanopsis hantkeni Hofmann
Congeria sp.
Unio sp.
Prenella plicata Brug.,

forme de *Planorbis*, *Cardium* sp. și foarte multe ostracode.

Pe baza argumentelor de ordin litologic și paleontologic, autorul menționat consideră acest orizont ca aparținînd stratelor de Cetate.

În urma analizei profilelor și a faunei studiate recent de către D. Patrulius[2], s-a considerat (36), (41) că orizontul superior al stratelor de Ticu din regiunea Ticu — Tămașa este foarte probabil un echivalent al părții inferioare a gresiei de Cetate din împrejurimile Clujului. Fauna cercetată de D. Patrulius cuprinde :

Polymesoda convexa Brongniart
Polymesoda convexa maxima Hölzl
Aloidis (*Lentidium*) *triangula* Nyst
Congeria basteroti (Deshayes)
Unio aff. *umbonarius* Wolff

[1] Gh. Voicu, *Raport geologic de cartare asupra Cîmpului I Tămașa — Șorecani*, București, M.I.G., 1955.

[2] D. Patrulius, *Fauna stratelor de Ticu din regiunea Ticu și Tămașa, nord-vestul Transilvaniei*, București, M.I.G., 1958.

Brotia (*Tinnyea*) *escheri grossecostata* (Klein)
Melanopsis hantkeni Hofmann
Cardium sp. A
Cardium sp. B
Cardium (*Cerastoderma*) sp.
Aloidis, *Theodoxus*, *Cardium* și *Hippeutis* — forme inedite.

În lucrarea sa cu privire la fauna orizontului marno-șistos fosilifer, acest autor face o descriere detaliată a formelor de moluște și arată repartiția lor pe verticală.

În regiunea din împrejurimile Clujului, limita dintre stratele de Ticu și stratele de Cetate a fost trasată de N. Mészáros (38) la baza primului banc cu *Cyrena*. Acest autor distinge două unități litologice și faunistice : o unitate inferioară, care cuprinde o faună de apă dulce cu *Planorbis cornu* Brongniart, *Planorbis discus* Edwards, *Melania escheri* Mérian, *Planorbis depresus* Nyst, *Congeria unguiculus* Sandberger, *Hydrobia obtusa* Sandberger, *H. melifferens* Sandberger, *Bythinia pupa* Nyst, *Lymnaea subpalustris* Thomae, *Archaezonites subverticillus* Sandberger, pe care o atribuie stratelor de Ticu și o unitate superioară cu o faună tipic salmastră cu *Corbula henkeliusiana* Nyst, *Corbulomya* sp., *Congeria basteroti* (Deshayes), *Cyrena convexa* (Brongniart), *C. brongniarti* Basterot, *Corbula* sp., *Corbulomya crassa* Sandberger, *C. triangula* Nyst, *Cardium tenuisulcatum* Nyst, *Melanopsis* (*Macrospira*) *mansiana* Noulet, *Cyrena convexa simetrica* Mészáros, *C. convexa kochi* Mészáros, *C. brongniarti* Basterot ssp. *ovalina* Mészáros, *C. brongniarti* Basterot ssp. *costulata* Cossmann et Peyrot, *Melanopsis callosa* Braun, pe care o încadrează la stratele de Cetate.

★

În urma studiului efectuat asupra faunei de moluște colectate din regiunea Ticu — Tămașa, noi am identificat din orizontul marno-șistos fosilifer următoarele :

1. *Cyrena* (*Cyrena*) *convexa* (Brongniart) (5), (12), (13), (17), (21), (23), (38), (46), (47)
2. *Cyrena* (*Cyrena*) *convexa* cf. *percostata* (Hölzl) (21)
3. *Cyrena* (*Cyrena*) aff. *brongniarti* Basterot (21), (38)
4. *Cyrena* (*Cyrena*) *convexa simetrica* Mészáros (38)
5. *Unio* sp.
6. *Cardium* sp.
7. *Congeria basteroti* (Deshayes) (3), (4), (12), (21), (47), (50)
8. *Congeria* aff. *basteroti* (Deshayes)
9. *Aloidis* (*Lentidium*) *triangula* Nyst (13)
10. *Aloidis* (*Lentidium*) aff. *nysti* Deshayes (10), (13), (23)
11. *Aloidis* (*Lentidium*) aff. *crassa* Sandberger (46)
12. *Hydrobia elongata elongata* (Faujas) (12), (17), (31), (47), (48)
13. *Hydrobia* sp.
14. *Stenothyrella lubricella* (Sandberger) (17), (31), (47), (48), (49)
15. *Hippeutis* (*Menetus*) sp. (aff. *Planorbis hemistoma* Sowerby) (13)

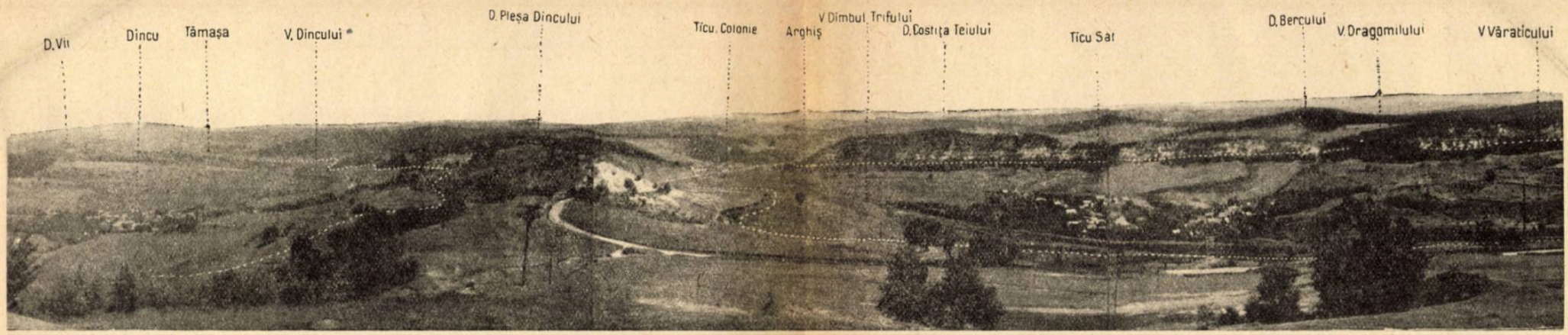


Fig. 2. — Vedere generală, asupra regiunii Ticu-sat, Arghiş, Tămaşa şi Dîncu (bazinul văii Almaşului). Linia punctată în alb arată aproximativ pe unde trece baza gresiei de Cetate.

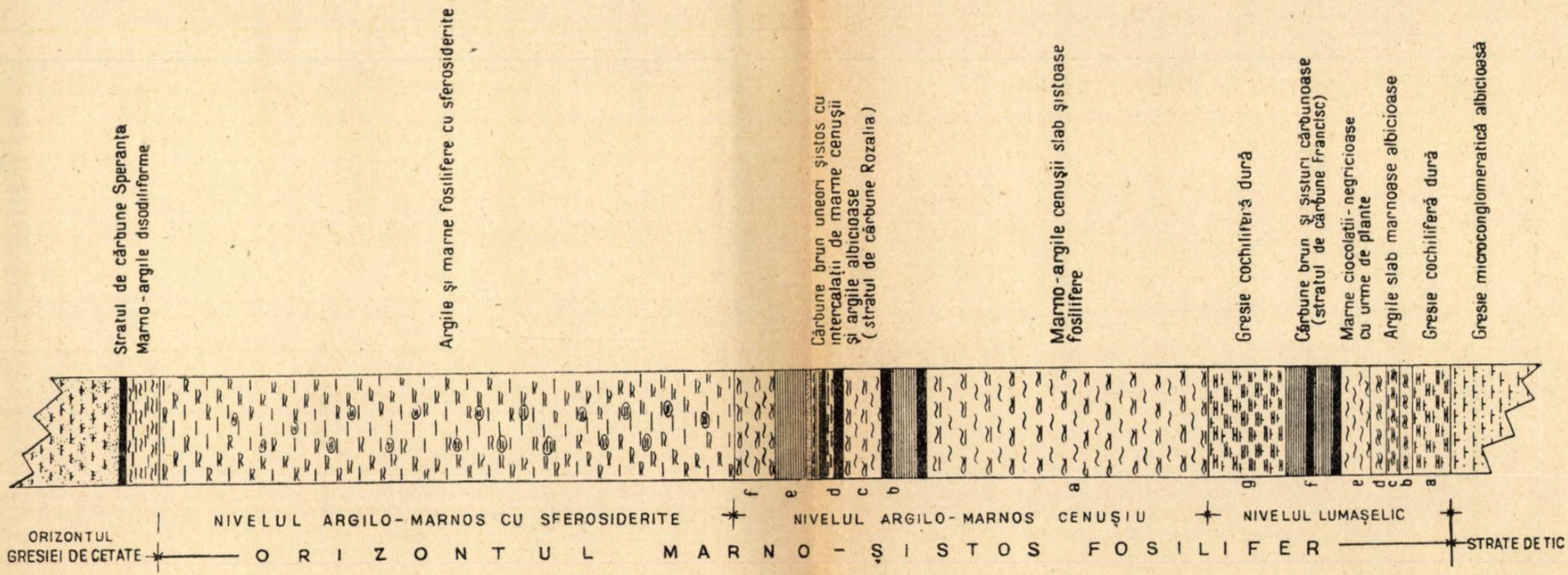


Fig. 3. — Coloana litologică a orizontului marno-şistos fosilifer din Dealul Pleşa Dîncului (scara 1 : 50).

(*Cyrena*) *brongniarti* Basterot, *Hydrobia elongata elongata* (Faujas) care se întîlnesc din lattorfian pînă în acvitanian, iar *Brotia* (*Tinnyea*) *escheri escheri* (Brongniart) are o răspîndire și mai mare, ea fiind menționată din stampianul inferior și pînă în sarmațian. După cum se constată nu s-au găsit încă specii de moluște sau alte forme fosile care să aducă preciziuni asupra vîrstei acestor depozite. Argumentele în acest sens trebuie căutate în studiul gasteropodelor mici al cardiaceelor și al formelor fosile de mamifere.

Bazați pe repartiția verticală a resturilor fosile de mamifere aparținînd genului *Indricotherium* în Asia Centrală și privind pe schema lui M. Richard repartiția mamiferelor oligocene din bazinul Aquitaine, unii autori (41) consideră că orizontul marno-șistos fosilifer, orizontul de Cetate, orizonturile de Zimbor și Sînmihai ar corespunde aproximativ stampianului mediu și superior.

Studiind resturile fosile de *Indricotheriidae* colectate din depozitele care urmează imediat deasupra orizontului marno-șistos fosilifer, L. K. Gabunia și O. Iliescu (16) încadrează aceste depozite la oligocen superior.

Luînd în considerație asociația de faună (moluște și mamifere), menționată pînă în prezent din depozitele descrise, se poate afirma că orizontul marno-șistos fosilifer reprezintă aproximativ partea superioară a stampianului în sens strict.

К ИЗУЧЕНИЮ ОЛИГОЦЕНОВОЙ ФАУНЫ МОЛЛЮСКОВ В РАЙОНЕ ТИКУ — ТЭМАША (БАССЕЙН ДОЛИНЫ АЛМАША, СЕВЕРО-ЗАПАДНАЯ ТРАНСИЛЬВАНИЯ)

РЕЗЮМЕ

Приводятся результаты исследований фауны моллюсков (пластинчатожаберных и брюхоногих) угленосного горизонта в верхах слоев Тик (мергелисто-сланцевый горизонт) в районе Тику — Тэмаша (олигоцен, развитый в северо-западной части Трансильванского бассейна).

8 видов и подвидов впервые выявлены в этом районе.

На основании известной до настоящего времени фауны моллюсков и млекопитающих, вышеуказанные отложения отнесены к верхнестампийскому времени. Автором подтверждается высказанное ранее мнение [36], [41], что данный горизонт является аналогом нижней части слоев Четате.

Кроме того, автор предлагает распространить наименование слоев Валя Алмашулуй на весь стратиграфический интервал, заключенный между слоями Мера — в нижней части, и слоями Коруш — в верхней части (пачка красных глин = слои Тик s. s., мергелисто-сланцевый горизонт и песчаники Четате = слои Четате, горизонты Зимбор и Сынмихай).

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Схематическая геологическая карта района Тику — Тэмаша (бассейн долины Алмаша северо-западной части Трансильвании).

Рис. 2. — Общий вид района Тику-Сат, Аргиш, Тэмаша и Дынку (бассейн долины Алмаша). Белый пунктир — приблизительная позиция основания песчаника Четате.

Рис. 3. — Литологическая колонка мергелисто-сланцевого горизонта с ископаемыми на возв. Деалул Плеша Дынкулуй — (м-б 1 : 50).

Рис. 4. — Горизонт ракушечника, заключающий угольный пласт Франциск — в разрезе района Дынку (возв. Деалул Плеша Дынкулуй). *a* — ракушечник с Cyrena, Congeria, Aloidis; *b* и *d* — бурый уголь; *c* — углистые черновато-бурые сланцы; *e* — рассланцованный уголь; *f* — ракушечник с фауной Unio, Congeria, Cyrena, Aloidis; *g* — низы серого мергелисто-глинистого горизонта.

CONTRIBUTION À L'ÉTUDE DE LA FAUNE DE MOLLUSQUES OLIGOCÈNES DE LA RÉGION TICU — TĂMAŞA (BASSIN DE LA VALLÉE DE L'ALMAŞ, NORD-OUEST DE LA TRANSYLVANIE)

RÉSUMÉ

Le travail contient les résultats obtenus à la suite des recherches effectuées sur la faune de mollusques (lamellibranches et gastéropodes) de l'horizon marno-schisteux fossilifère des Couches supérieures de Ticu dans la région de Ticu — Tămaşa (Oligocène du nord-ouest du Bassin de Transylvanie).

Un nombre de 8 formes sont mentionnées par l'auteur pour la première fois, dans cette région.

La faune connue jusqu'à présent, mollusques aussi bien que mammifères, situe ces dépôts approximativement dans le Stampien supérieur. L'auteur confirme l'opinion exprimée auparavant (36), (41) que cet horizon représente un équivalent de la partie inférieure des Couches de Cetate.

Il propose, en outre, d'englober dans les Couches de la valée de l'Almaş tous les dépôts compris dans l'intérvalle stratigraphique situé entre les Couches de Mera à la partie inférieure et les Couches de Coruş à la partie supérieure, c'est-à-dire le paquet d'argiles rouges (Couches de Ticu s.s.), l'Horizon marnoschisteux fossilifère et le Grès de Cetate (Couches de Cetate) ainsi que les Horizons de Zimbor et de Sînmihai).

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Esquisse géologique de la région Ticu-Tămaşa (bassin de la vallée de l'Almaş — nord-ouest de la Transylvanie).

Fig. 2. — Vue générale de la région Ticu-Sat, Arghiş, Tămaşa et Bîncu (bassin de la vallée de l'Almaş). La base du Grès de Cetate est représentée en pointillé blanc.

Fig. 3. — Colonne lithologique de l'horizon marno-schisteux fossilifère de Pleșa Dîncului (échelle 1 : 50).

Fig. 4. — Niveau lumachellique comprenant la couche de charbon Francisc dans la coupe de Pleșa Dîncului. *a*, lumachelle à *Cyrena*, *Congeria*, *Aloidis*; *b*, et *d*, charbon brun; *c*, schistes charbonneux brun-noirâtres; *e*, charbon schisteux; *f*, lumachelle à *Unio*, *Congeria*, *Cyrena*, *Aloidis*; *g*, partie inférieure du niveau argilo-marneux sombre.

BIBLIOGRAFIE

1. ALIMEN H., *Etude sur le Stampien du bassin de Paris*, Mém. Soc. géol. France, Paris, 1936, **14**, *31*.
2. ANDREAE A., *Ein Beitrag zur Kenntniss des Elsässer Tertiärs*, Abhandlungen zur Geologischen Specialkarte von Elsass Lothringen, Strassbourg, 1884, **II**.
3. АНДРУСОВ, Н., *Ископаемые и живущие Dreissensidae Евразии* (*Fossile und lebende Dreissensidae Eurasiens*), Труды имп. С. Петербург Обск. естеств., 1898, **25**.
4. — *Ископаемые и живущие Dreissensidae Evrazii* (*Fosile und lebende Dreissensidae Eurasiens*), С. Петербург, 1897 (атлас).
5. BAUMBERGER E., *Bivalven aus dem subalpinen Stampien des Vorarlbergs mit besonderer Berücksichtigung des Deformationsproblems* (hrsgg. von R. Rutsch), Ecl. Geol. Helv., 1937, **30**, *2*.
6. BITTNER A., *Die Tertiär-Ablagerungen von Trifail und sagor*, Jb. k. k. Geol. R.-A., 1884, **34**, *4*.
7. BLANKENHORN A., *Tertiärbildungen des Zsilthales*, Zeitschrift d. deutschen geol. Gesellschaft, 1900, **52**.
8. BÖCKH H., *Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Nagy-Maros*, Mitt. Jb. kgl. ung. Geol. — A., 1899, **13**.
9. BOUSSAC J., *Etudes stratigraphiques et Paléontologiques sur le Numulitique de Biarritz*, Paris, 1911.
10. COSSMANN M., *Synopsis illustré des Mollusques de l'éocène et de l'oligocène en Aquitaine*, Mém. Soc. Géol. de France, Paléont., 1921, **24**, *55*.
11. COSSMANN M. et LAMBERT J., *Etude paléontologique et stratigraphique sur le terrain oligocène marin aux environs d'Etampes*, Mém. Soc. Géol. France, seria a 3-a, 1884, **3**.
12. COSSMANN M. et PEYROT A., *Conchologie néogenique de l'Aquitaine*, Act. Soc. Linn. Bordeaux, 1909—1911, **63—65**.
13. DESHAYES G. P., *Description des Animaux sans vertèbres du bassin de Paris*, Paris, 1857—1858, **1**; 1864—1866, **2**.
14. DOLLFUS G. F., *Sur les terrains Tertiaires de l'Allemagne occidentale. Le Bassin de Mayence*, Bull. Soc. Géol. France, Paris, 1910, **10**.
15. ЕБЕРЗИН А. Г., *Основы палеонтологии. Справочник для Палеонтологов и геологов СССР Моллюски*, Москва, 1960.
16. ГАБУНЯ Л. К. и ИЛИЕСКУ О., *О первой находке остатков гигантских носорогов из Сем. Indricotheriidae в Румынии*, Докл. Акад. Наук. СССР, 1960, **130**, *2*.
17. GILLET S., *Les marnes à Cyrènes de l'Oligocène d'Alsace*, Revue de l'Institut Français du Pétrole et Annales des Combustibles Liquides, 1953, **8**, *8*.
18. — *La faune oligocène de Péchelbronn*, Bull. Soc. Géol. France, 5e série, 1944, **14**.
19. GOLDFUSS A., *Petrefacta Germaniae. Abbildungen und Beschreibungen der Petrefakten Deutschlands und der angrenzenden Länder*, Düsseldorf, 1850.
20. HAGN H. et HÖLZL O., *Zur Grenzziehung Katt/Aquitan in der bayerischen Molasse*, N. Jb. f. Geol. u. Palaeontol., Mth. B, 1954, **1**.
21. HÖLZL O., *Die Corbiculidae der oligozänen und miozänen Molasse Oberbayerns*, Geologica Bavarica, 1957, **29**.
22. HOFMANN K., *Das Kohlenbecken des Zsilthales* (*A Zsilyvolgyi szénteknö*), Magyarhoni földtani társulat, Budapesta, 1870.
23. КАЧАРАВА И. В., *Олигоценовая фауна района Ахалциха*, Труды Геологического Института, Геологическая серия, 1960, **XI (XVI)**.

24. KISSLING E., *Die Fauna des Mitteloligocäns im Berner Jura*, Abh. Schweiz. Palaeontol. Ges., 1896, **22**.
25. KOCH A., *Diluviale Fauna von Klausenburg. Neue Daten zur kenntniss der Diluvialen Fauna der gegend von Klausenburg*, Klausenburg, 1888.
26. — *Ungebungen von Kolosvár (Klausenburg). Blatt 18, 1 : 75.000 Geologisch aufgenommen und erläutert*, Budapesta, 1885.
27. — *Die Tertiärbildungen des Beckens der Siebenbürgischen Landestheile. I. Paläogene Abt*, Mitt. a. d. Jahr. b. d. Kgl. ung. Geol. Anstalt, 1894, **10**.
28. KOENEN A., *Das marine Mitteloligocän Norddeutschlands und seine Molluskenfauna*, Palaeontographica, 1867, **16**.
29. КОРОБКОВ И., *Справочник и методическое руководство по третичным моллюскам. Пластинчатожаберные*, Ленинград, 1954.
30. — *Справочник и методическое руководство по третичным моллюскам. Брюхоногие*, Ленинград, 1955.
31. LUDWIG R., *Fossile Conchylien aus den tertiären Süsswasser — und Meerwasser-Ablagerungen in Kurhessen, Grossherzogthum Hessen und der Bayer'schen Rhön*, Palaeontographica 1865—1866, **14**.
32. MAILLARD G. et LOCCARD A., *Monographie des Mollusques Tertiaires terrestres et fluviatiles de la Suisse*, Mém. soc. Paléontol, Suisse, Genève, 1891 şi 1892, **18** şi **19**.
33. MODELL H., *Die tertiären Najaden des ungarischen Beckens*, Geol. Jb., 1858, **75**.
34. — . *Die Najaden der oberbayerischen Cyrenenschichten*, Palaeontographica, 1931, **75**.
35. — *Tertiäre Najaden III*, Arch. f. Molluskenkunde *75*, Frankfurt (Main), 1943.
36. MURGEANU G., SAULEA E., POPESCU GR. şi MOTAŞ I. C., *Stadiul actual al problemelor de stratigrafie a terţiarului în R.P.R.*, Stud. şi cercet. geol., 1960, **V**, *2*.
37. MÉSZÁROS N., *Fauna de Moluşte a depozitelor Paleogene din nord-vestul Transilvaniei*, Bucureşti, 1957.
38. — *Cirenele din Stratele de Cetate de la Cluj*, Studia Universitatis Babeş-Bolyai, series II, geol.-geogr., 1959, **I**.
39. PIVETEAU J. et DECHASSEAUX C., *Traité de Paléontologie*, Paris, 1952, **II**.
40. PETRASCHEK W., *Kohlengeologie der Österreichischen Teilstaaten*, Katovice, 1926—1929, partea a II-a.
41. RĂILEANU GR., PATRULIUS D., MĂRGĂRIT E., CHIVU M. şi DRAGU V., *Corelarea Molaselor cu antracoterii mari din Transilvania şi bazinul Petroşani*, Stud. şi cercet. geol., 1960, **V**, *2*.
42. RĂILEANU GR. şi SAULEA EM., *Paleogenul din regiunea Cluj şi Jibou (nord-vestul Bazinului Transilvaniei)*, An. Com. geol., 1956, **29**.
43. ROTH VON TELEGD K., *Eine Oberoligozäne Fauna aus Ungarn*, Geologica Hungarica, 1914, **1**.
44. RUTSCH R., *Die Gastropoden des subalpinen Helvetien der Schweiz und des Vorarlbergs*, Abh. schweiz. palaeontol. Ges., 1929, **49**.
45. STACHE G. u. HAUER F., *Geologie Siebenbürgens*, Viena, 1863.
46. SANDBERGER F., *Die Conchylien des Mainzer Tertiär — Beckens*, Wiesbaden. 1863.
47. — *Die Land- und Süsswasser-Conchylien der Vorwelt*, Wiesbaden, 1870—1875.
48. WENZ W., *Fossilium Catalogus. I. Animalia. Gastropoda extramarina tertiaria*, Berlin, 1923—1930, **I—XI**.
49. — *Gastropoda. 3. Prosobranchia*, Handbuch der Paläozoologie, Berlin, 1939, **6**.
50. WOLFF W., *Die Fauna der südbayerischen. Oligocaenmolasse*, Palaeontographica, 1897, **43**.

DATE SEDIMENTOLOGICE ASUPRA DEPOZITELOR SENONIAN-DANIENE DIN REGIUNEA VINȚU-DE-JOS—GEOAGIU

DE

EM. ANTONESCU, ST. BALȘ, F. GEORGESCU, V. GEORGESCU, GH. MANTEA, N. MIHĂILESCU, N. PANIN și C. TOMESCU

Comunicare prezentată de academician G. MURGEANU în ședința din 22 ianuarie 1963

INTRODUCERE

În nota de față prezentăm cîteva rezultate ale cercetărilor sedimentologice asupra depozitelor neocretacice din partea meridională a Munților Metaliferi, și anume de la N de Mureș, între localitățile Vințu-de-Jos și Geoagiu. Regiunea a fost studiată de numeroși cercetători printre care amintim pe F. Nopcsa, M. von Pálfy și D. Iacob.

Teritoriul în care apar depozitele senonian-daniene este limitat de șisturile cristaline ale Masivului Sebeș — Poiana Ruscăi la S, de zona de erupții bazice la N și NV și de depozite albiene la N și NE.

Din punct de vedere structural depozitele neocretacice alcătuiesc un monoclin cu cădere spre SE. Depozitele senonian-daniene sînt reprezentate printr-o serie arenito-lutitică inferioară și una ruditică superioară.

SERIA ARENITO-LUTITICĂ

1. *Caractere texturale și direcții de transport al materialului detritic*

Depozitele senoniene de tip fliș din zona Geoagiu — Vințu-de-Jos sînt caracterizate printr-o asociație de hieroglife compusă din urme de dragaj („groove casts"), de eroziune („flute casts") și deltoidale („deltoïdal casts"). Prezența unui mare număr de „deltoïdal casts" constituie una din trăsăturile caracteristice ale asociației de hieroglife din depozitele zonei cercetate. Mecanoglifele deltoidale se întîlnesc mai des în partea

centrală a zonei (valea Băcăinţi) pe stratele mai groase de gresii. Se remarcă lipsa aproape totală a celorlalte tipuri de mecanoglife pe suprafeţele inferioare ale stratelor pe care apar urmele deltoidale.

Se remarcă de asemenea unele deosebiri de formă, mărime şi densitate pe suprafaţa de strat a mecanoglifelor de eroziune („flute casts"), în funcţie de direcţia de transport. Cele care arată un transport de la E către V sînt mai mari, mai rare şi se găsesc pe strate arenitice mai grosiere, mai groase şi mai friabile, în raport cu mecanoglifele care indică un aport de la V către E.

Asociaţia de bioglife din depozitele studiate este compusă din următoarele forme: *Paleobullia*, *Palaeodyction* (*Palaeodyction*, *Squamodyction*, *Glenodyction*) (19) şi *Spirophyton*. Deseori apar canale de viermi şi vermiglife nedeterminabile.

Se pot observa strate granoclasate (la microscop şi uneori macroscopic). Laminaţia paralelă este foarte frecventă, iar laminaţia oblică foarte rară. Deseori apar şi strate cu laminaţia convolută. Pe faţa inferioară a unor strate, ca şi în interiorul lor apar galeţi de marne cuirasaţi.

În vederea determinării direcţiei de transport a materialului arenitic au fost executate aproximativ 300 de măsurători privind orientarea hieroglifelor. Pe baza acestor date a fost construită o cartogramă (pl. I).

În partea vestică a zonei cercetate (rozeta I), direcţiile de transport al materialului arenitic sînt dirijate de la SV spre NE şi de la NV spre SE. Mai spre E (rozetele II şi III), direcţiile predominante sînt aceleaşi: de la SV spre NE şi de la NV spre SE. Se manifestă de asemenea un transport secundar de la N la S. În partea centrală a zonei (bazinul văii Băcăinţi) (rozetele IV şi V) direcţiile predominante sînt de la V spre E. Apar însă şi cîteva direcţii de la E spre V. Şi mai spre E (rozetele VI şi VII), direcţiile estice reprezintă 5—20% din totalul măsurătorilor. Transportul predominant rămîne însă cel de la V la E. În bazinul Văii Băeşilor (rozeta VIII) direcţiile în cadranele vestice reprezintă 22%. În fine, rozeta IX (bazinul văii Vinţului) arată că direcţia predominantă rămîne de la V spre E, iar cea inversă reprezintă aproximativ 20%. În nordul zonei de dezvoltare a depozitelor senoniene, în bazinul văii Ampoiului, direcţiile de curenţi[1] (1) sînt orientate predominat de la NE spre SV.

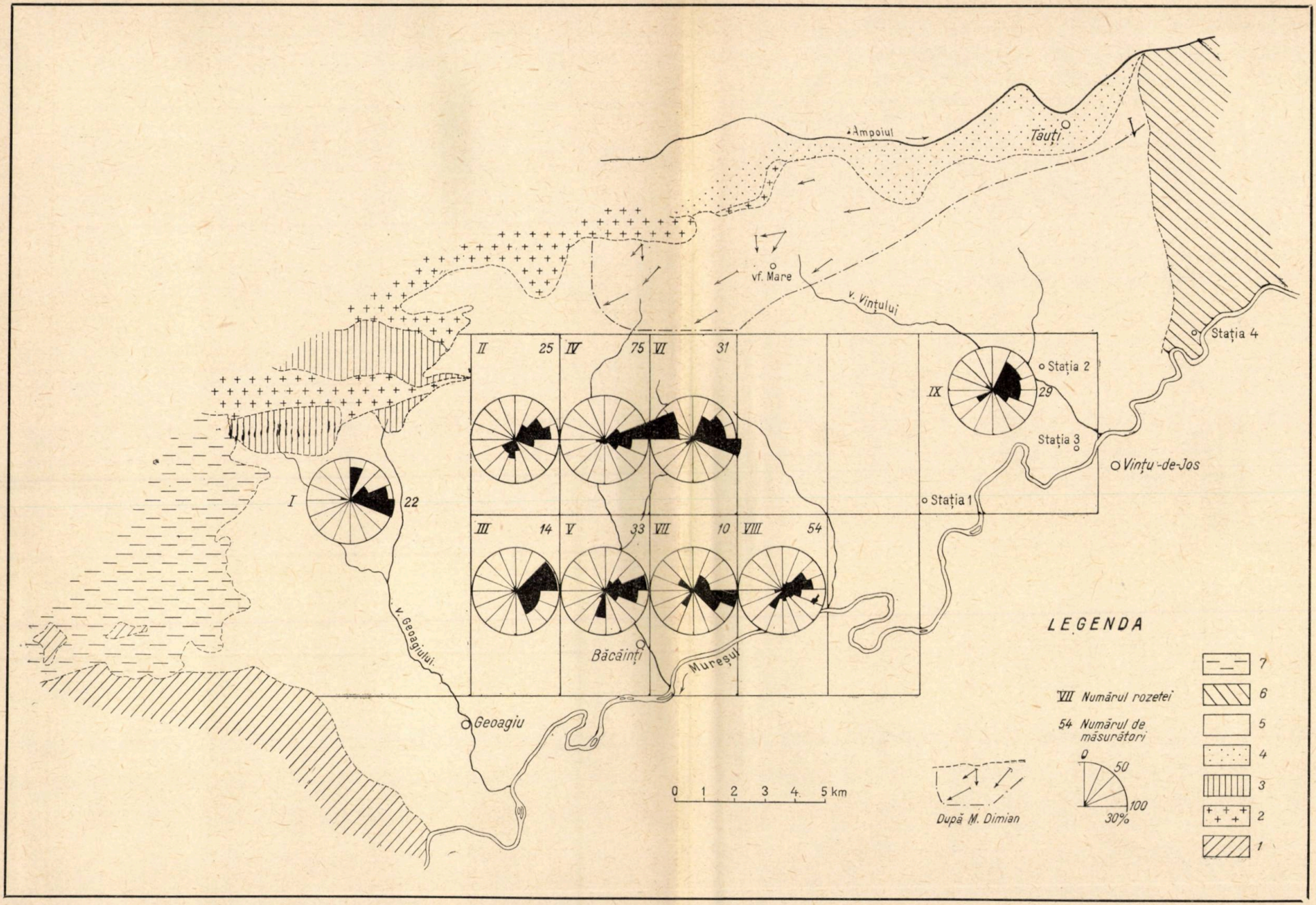
Direcţiile de la V spre E arată transportul longitudinal principal al materialului arenitic în fosa Mureşului. Direcţiile contrarii, de la E spre V, care se întîlnesc în partea estică a zonei cercetate, reprezintă de asemenea curenţi longitudinali veniţi probabil dinspre Masivul Transilvan, astăzi scufundat sub depozitele neozoice ale Bazinului Transilvaniei.

2. *Compoziţia litologică*

Fracţiunea lutitică este reprezentată prin marne argiloase şi marne.

Analizele granulometrice (fig. 1) ale lutitelor arată că ele pot fi împărţite în două categorii: lutite cu mediana 0,024 mm (analiza 2) şi lutite cu mediana 0,013—0,015 mm (analizele 3, 4 şi 5). Lutitele din

[1] După M. Dimian, *Studiul depozitelor cretacice din partea de S a Munţilor Metaliferi în vederea precizării vîrstei erupţiilor*, Arh. Inst. geol., Rap. geol., 1962.



Planşa I. Cartograma direcţiilor de paleocurenţi din depozitele neocretacice din regiunea Vinţu-deJos—Geoagiu.

1, Roci cristaline; *2*, roci efuzive bazice anteportlandiene; *3*, calcare neojurasice; *4*, albian; *5*, senonian; *6*, danian; *7*, tortonian; staţiile 1—4 în care s-au efectuat măsurătorile morfometrice şi granulometrice ale ruditelor senoniene şi daniene.

prima categorie conțin o microfaună foarte săracă, pe cînd cele din a doua categorie sînt bogate în forme calcaroase și aglutinante. Prima categorie de lutite reprezintă probabil fracțiunea turbiditică, iar a doua fracțiunea pelagică (normală).

Studiul microscopic al arenitelor a arătat că există unele deosebiri,

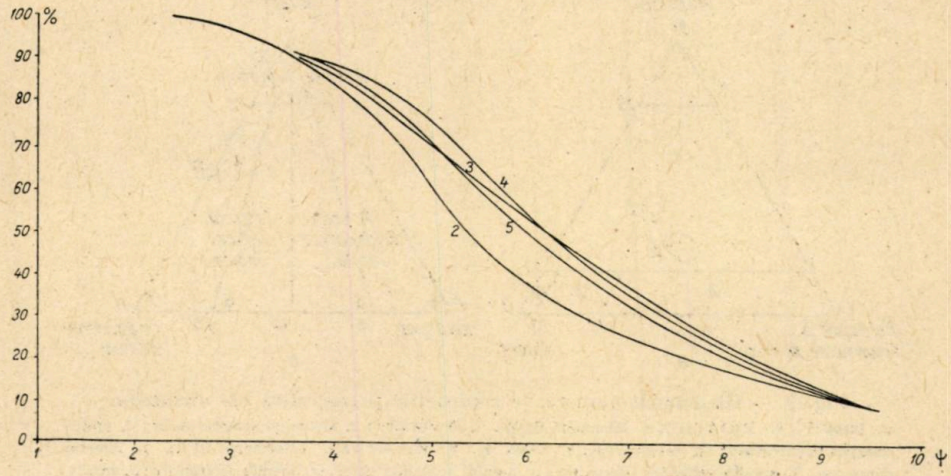


Fig. 1. — Curbele cumulative granulometrice ale lutitelor.

în ceea ce privește compoziția lor mineralogică cantitativă, în funcție de direcția de aport a materialului constitutiv.

Arenitele transportate de la V la E sînt alcătuite din granule de cuarț, cu sau fără extincție ondulatorie, fragmente de cuarțite cu foarte puține incluziuni de mice, sfen și zirconiu, precum și rare fragmente de calcare, mice (muscovit și clorit), feldspați și minerale grele. Granulele au contururi rotunjite, nu se ating între ele și au un diametru de 0,08—0,11 mm (maximum 0,32 mm). Cimentul este calcitic.

Arenitele transportate de la E la V sînt formate din granule de cuarț, cu extincție ondulatorie, fragmente de cuarțite cu foarte multe incluziuni și rare fragmente de calcare, mice (muscovit și clorit), feldspați plagioclazi și ortoclazi (microclin). Granulele (0,15—0,24 mm) sînt angulare și au contacte tangențiale. Arenitele au matrice uneori transformată în ciment calcitic.

Arenitele provenite din sectorul estic se deosebesc de cele provenite din sectorul vestic printr-o cantitate mai mare de fragmente de cuarțite. Ele par a fi astfel mai puțin mature.

În diagrama QLM[1] (14), aceste arenite corespund unor grauwacke. Într-o diagramă QFR (6), aceste roci corespund unor arenite labile litice (fig. 2).

[1] În aceste diagrame fragmentele de cuarțite au fost trecute în categoria fragmente de roci.

În bazinul superior al văii Blandiana şi al văii Vinţului apar uneori arenite grosiere micacee, în bancuri, asociate cu microrudite şi rudite.

Ruditele intercalate în faciesul de fliş, ca şi cele masive de la partea superioară a seriei senoniene, sînt poligene, conţinînd elemente de

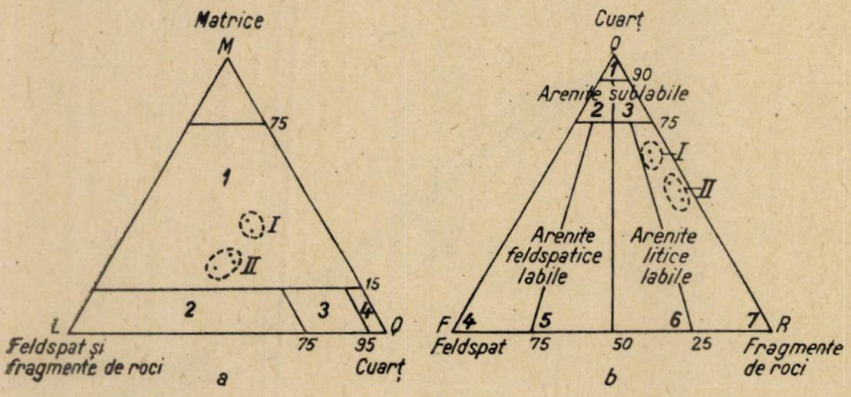


Fig. 2. — Diagramele ternare de compoziţie petrografică ale arenitelor.
a, După F. J. Pettijohn (diagrama QLM). *1*, Grauwacke; *2*, arcoze şi subgrauwacke; *3*, protocuarţite şi subarcoze; *4*, ortocuarţite. *b*, După K. A. W. Crook (diagrama QFR). *1*, Arenite cuarţoase; *2*, arenite sublabile feldspatice; *3*, arenite sublabile litice; *4*, arenite feldspatice; *5*, arenite lito-feldspatice; *6*, arenite feldspato-litice; *7*, arenite litice. *I*, Arenite transportate dinspre vest. *II*, Arenite transportate dinspre est.

calcare albe şi cenuşii, de diabaze, riolite, cuarţite şi uneori fragmente resedimentate de marne cenuşii; matricea este arenitică şi microruditică. Peste aceste rudite masive urmează o serie conglomeratică de coloraţie roşie care a fost atribuită danianului (9). Constituţia petrografică a elementelor este asemănătoare în general cu aceea a conglomeratelor senoniene. Se adaugă gnaise şi şisturi cloritoase-sericitoase.

3. *Stratonomia*

Din punct de vedere stratonomic pot fi deosebite patru tipuri de secvenţe:

a) Arenite şi lutite formînd o alternanţă regulată de strate cu grosimi de 10—40 cm. În regiunea vestică (valea Bozeş — fig. 3 — şi valea Băcăinţi), arenitele şi lutitele au grosimi medii de 15—32 cm. În sectorul estic (valea Vinţului) ritmogramele arată existenţa unor strate groase de 30—65 cm, atît la arenite cît şi la lutite.

În ritmograme (fig. 3 şi 4) se individualizează secvenţe groase şi secvenţe subţiri. Ele materializează perioade de curenţi rari şi puternici cărora le-au urmat perioade în care au venit foarte des curenţi aducînd din această cauză cantităţi mai mici de material.

b) Arenite cenușii grosiere, în bancuri de 1—2 m, separate prin joinţuri de marne nisipoase sau diasteme. Se dezvoltă în regiunea bazinului superior al văii Blandiana și văii Vinţului.

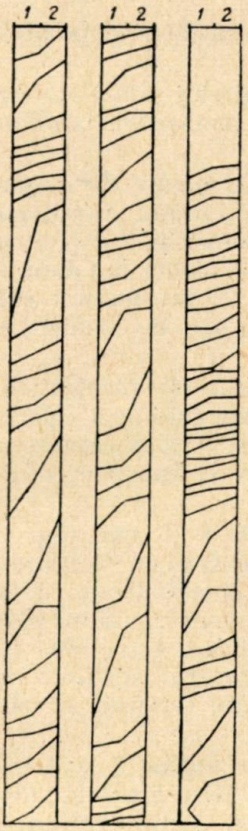


Fig. 3. — Ritmograma depozitelor de tip fliș din valea Bozeș.
1, Arenite; *2*, lutite.

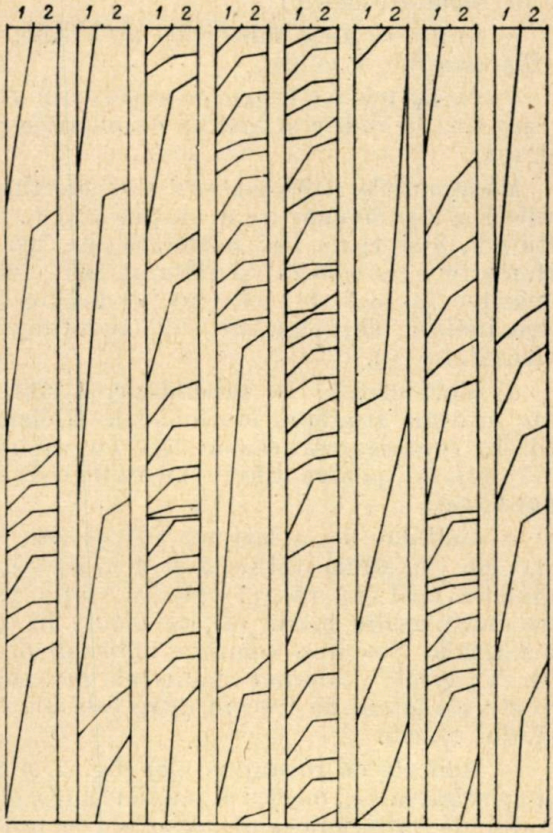


Fig. 4. — Ritmograma depozitelor de tip fliș din valea Băeșilor.
1, Arenite; *2*, lutite.

c) Rudite poligene, în bancuri metrice, uneori masive, ce apar sub formă de lentile în faciesul de fliș. La partea superioară a depozitelor senonian-daniene, faciesul molasic de conglomerate masive, substituie faciesul de fliș (valea Vinţului).

d) Lutite fără o stratificaţie evidentă cu o faună de glauconii. Apar sub formă de lentile la partea mediană a seriei ruditice în regiunea văii Pîclișa.

SERIA RUDITICĂ

Studiul fracțiunii ruditice a fost executat în patru stații numerotate de la 1 la 4 (pl. I). Ruditele din împrejurimile Vințului pot fi împărțite în două categorii :

— rudite ce apar sub formă de lentile, ca episoade în depozitele de tip fliș (stațiile 1 și 2);

— rudite masive la partea superioară a depozitelor senoniene (stația 3), care trec la rudite și arenite cu matrice roșie (maastrichtian-danian) (stația 4).

Măsurătorile morfometrice s-au efectuat pe elemente de calcare în stațiile 1 și 2 și de cuarțite în stațiile 3 și 4. Pentru studiul granulometric (stațiile 2, 3 și 4) au fost măsurate cîte 300 de elemente, iar pentru cel morfometric s-au colectat și măsurat 100—200 de elemente din două clase de mărime (3—3,5 și 4—6 cm), în fiecare stație. S-au efectuat calcule pentru indicele de aplatisare (α), de rotunjime (ρ) (2), de disimetrie (δ) și sfericitate (ψ).

a) Morfometrie. În tabelul nr. 1 sînt centralizate rezultatele obținute în urma studiului morfometric al elementelor culese în cele patru stații. În compararea acestor date cu valorile considerate caracteristice (2), (3), (4), (5), pentru diferite medii de sedimentare și transport, obținem următoarele :

— Indicele de aplatisare (α) pentru clasele 4—6 cm (fig. 5) și 3—3,5 cm (fig. 6) în stațiile 3 și 4 arată că elementele au fost uzate în mediul fluviatil (2), (3), (4), (5). În stația 1, mediana indicelui de aplatisare arată mediu marin (3), ca mediu în care elementele și-au căpătat forma finală. Sortarea valorilor indicelui de aplatisare este bună (S_0 = 1,27). Variațiile valorilor indicelui de aplatisare din stația 2 par a prezenta caractere de trecere între cele ale mediului fluviatil și cele ale mediului marin.

— Indicele de rotunjime (ρ) (fig. 7 și 8) din stațiile 3 și 4 indică, ca și aplatisarea (α), mediul fluviatil (2), (3), (4), (5). Histogramele valorilor indicelui de rotunjime sînt bimodale și trimodale, sortarea fiind bună (S_0 = 1,36—1,37). Mediana valorilor indicelui de rotunjime în stațiile 1 și 2 ca și intervalele intercuartile situează elementele acestor stații în categoria celor uzate în mediul marin.

— Indicele de disimetrie (δ) pentru clasele 3—3,5 cm (fig. 9) și 4—6 cm (fig. 10) încadrează elementele stațiilor 2, 3 și 4 în categoria celor uzate în mediul fluviatil (3). Histogramele valorilor indicelui de disimetrie sînt bimodale, iar sortarea este bună (S_0 = 1,10—1,14). Indicele de disimetrie din stația 1 prezintă valori apropiate celor din mediul marin.

— Indicele de sfericitate (ψ) (fig. 11 și 12) în toate cele patru stații are valori foarte ridicate.

b) Granulometrie. Curbele granulometrice cumulative și histogramele (fig. 13) arată că sortarea conglomeratelor este bună (S_0 = 1,24—1,68). Histogramele sînt unimodale.

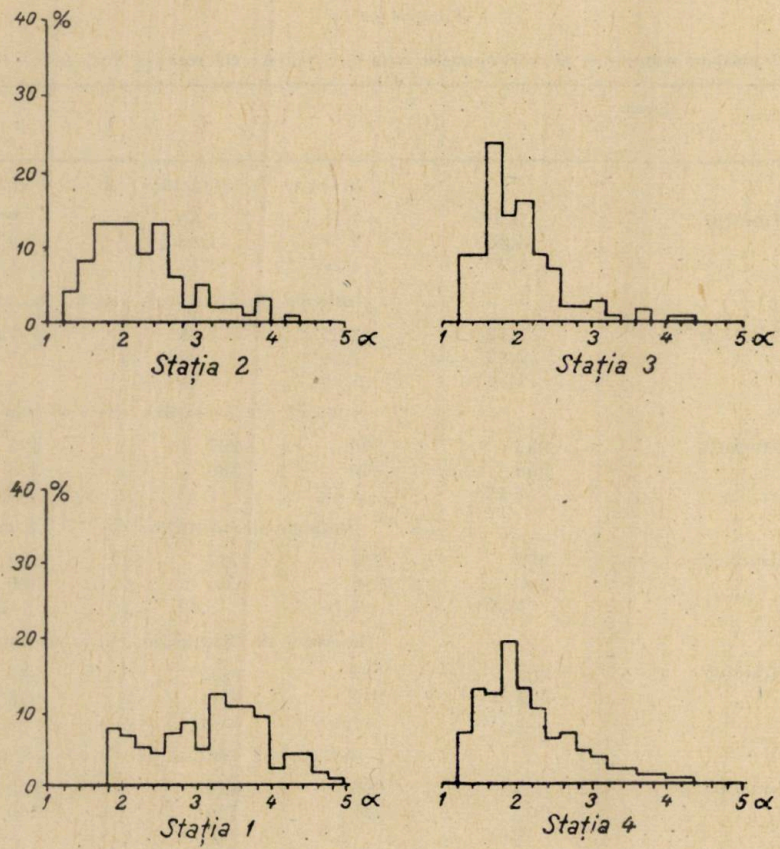
Tabelul nr. 1

Rezultatele studiului morfometric al conglomeratelor cretacice superioare din regiunea Vințu-de-Jos—Geoagiu

Valoarea \ Stația	1	2	3	4
		Indicele de aplatisare (α) 4—6 cm		
Media aritmetică	3,30	1,78	1,85	2,07
Mediana	3,33	2,18	1,88	2,00
Sortarea	1,27	1,20	1,14	1,21
		Indicele de aplatisare (α) 3—3,5 cm		
Media aritmetică	3,12	2,31	1,85	1,89
Mediana	2,92	2,20	2,20	1,80
Sortarea	1,18	1,20	1,21	1,22
		Indicele de rotunjire (ρ) 4—6 cm		
Media aritmetică	287	299	297	325
Mediana	290	290	280	275
Sortarea	1,47	1,29	1,37	1,37
		Indicele de rotunjire (ρ) 3—3,5 cm		
Media aritmetică	272	304	297	299
Mediana	245	310	280	300
Sortarea	1,39	1,16	1,32	1,34
		Indicele de disimetrie (δ) 4—6 cm		
Media aritmetică	608	739	685	655
Mediana	625	690	670	645
Sortarea	1,10	1,10	1,13	1,12
		Indicele de disimetrie (δ) 3—3,5 cm		
Media aritmetică	614	699	833	650
Mediana	605	715	725	640
Sortarea	1,08	1,13	1,14	1,14
		Indicele de sfericitate (ψ) 4—6 cm		
Media aritmetică	588	670	704	685
Mediana	590	650	705	700
Sortarea	1,09	1,11	1,07	1,08
		Indicele de sfericitate (ψ) 3—3,5 cm		
Media aritmetică	606	640	685	680
Mediana	600	660	695	680
Sortarea	1,31	1,09	1,06	1,07

Prin măsurătorile efectuate s-au obținut date informative asupra unora din tipurile de rudite ce apar în depozitele senoniene și daniene din regiunea Vințu-de-Jos—Geoagiu.

Ruditele din stațiile 1 și 2 aparțin mediului marin de sedimentare. Elementele ruditelor stației 2 (valea Vințului) au fost probabil transportate și deci uzate în mediu fluviatil. Mediul marin în care au fost depuse nu le-a schimbat forma decît în mică măsură. Disimetria este încă pronunțată, dar aplatisarea scăzută. Ruditele din stația 1 au fost uzate



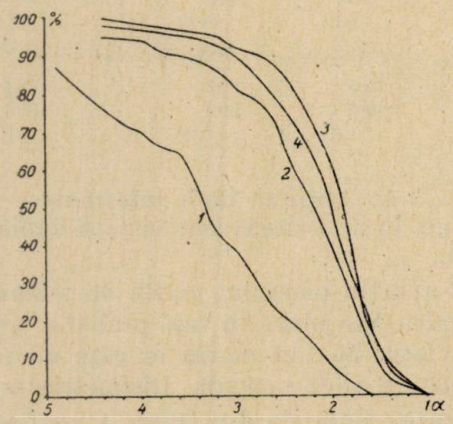
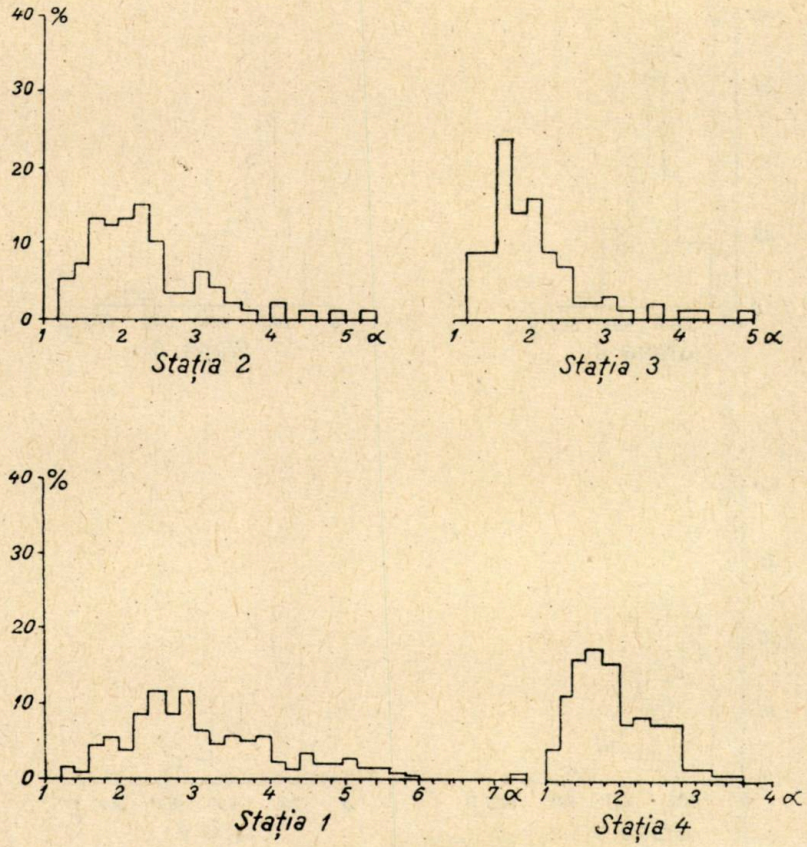


Fig. 5. — Histogramele și curbele cumulative ale valorilor indicelui de aplatisare (α) pentru clasa dimensională 4—6 cm.



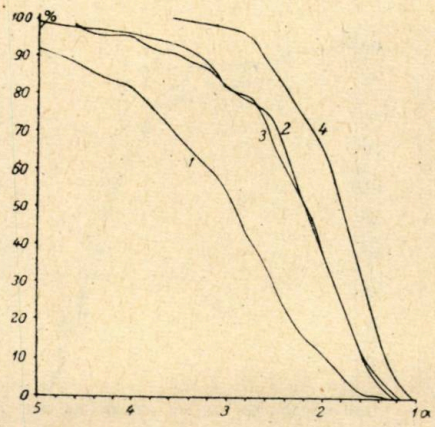
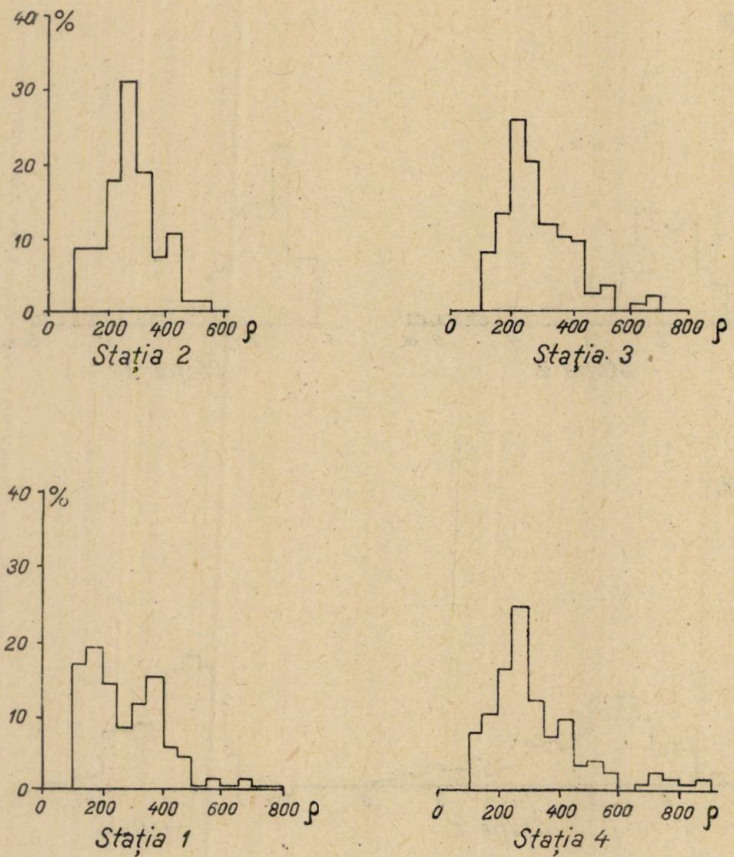


Fig. 6. — Histogramele și curbele cumulative ale valorilor indicelui de aplatisare (α) pentru clasa dimensională 3—3,5 cm.



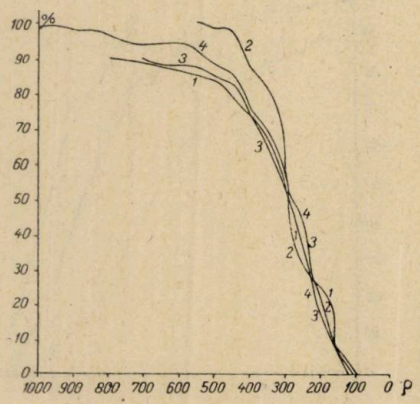
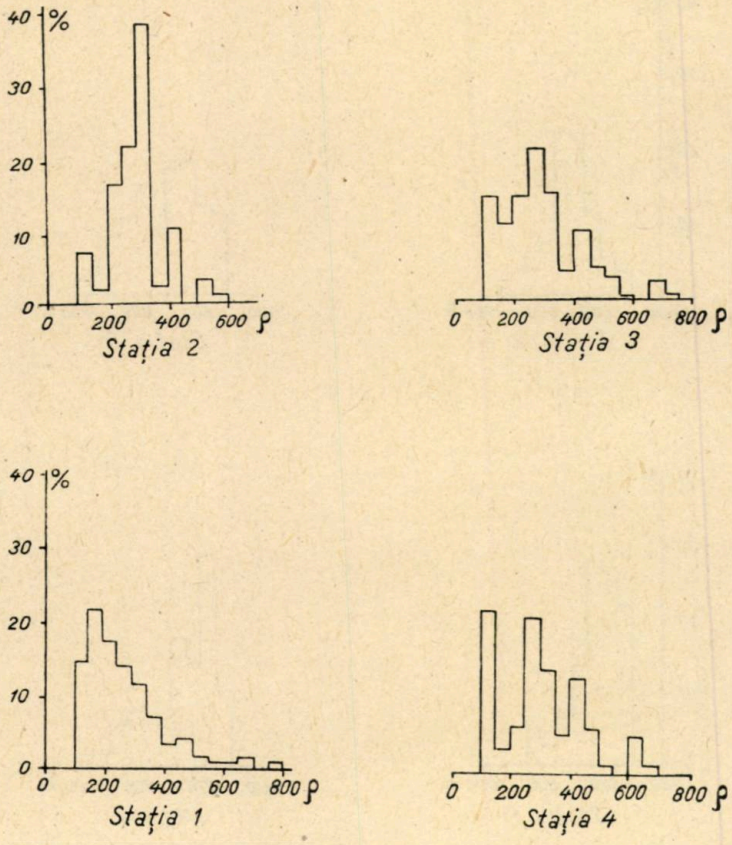


Fig. 7. — Histogramele și curbele cumulative ale valorilor indicelui de rotunjime (ρ) pentru clasa dimensională 4—6 cm.



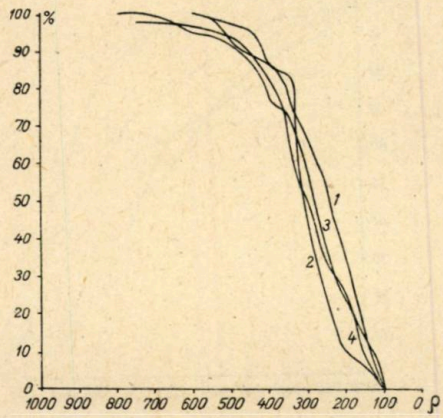
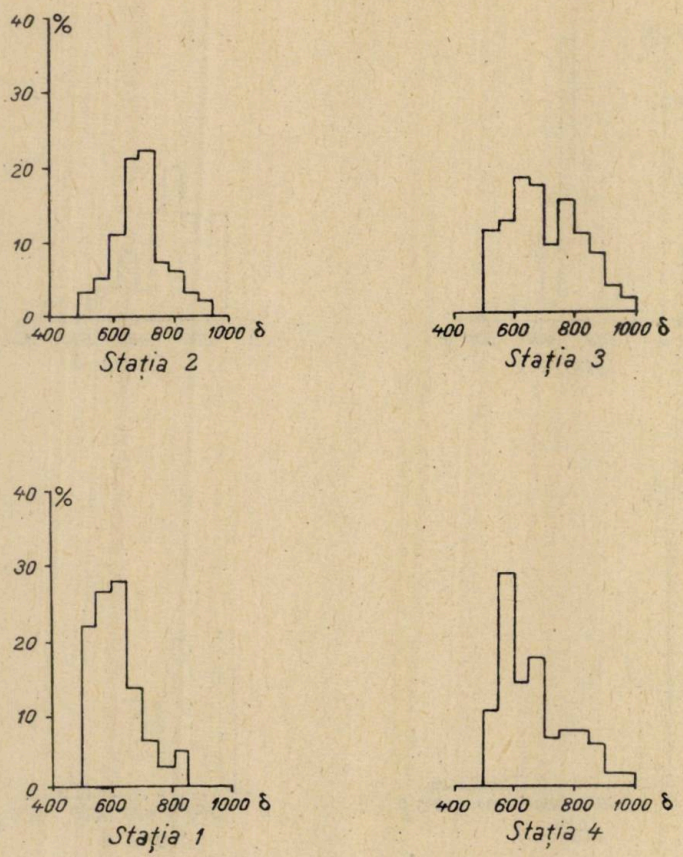


Fig. 8. — Histogramele și curbele cumulative ale valorilor indicelui de rotunjime (ρ) pentru clasa dimensională 3—3,5 cm.



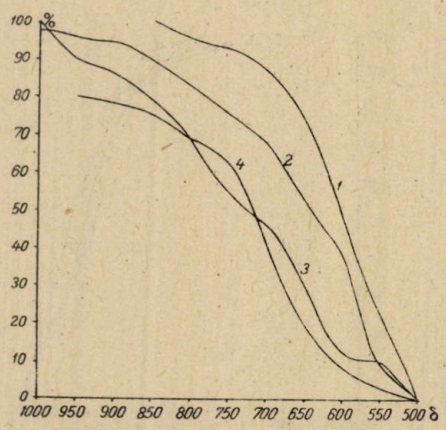
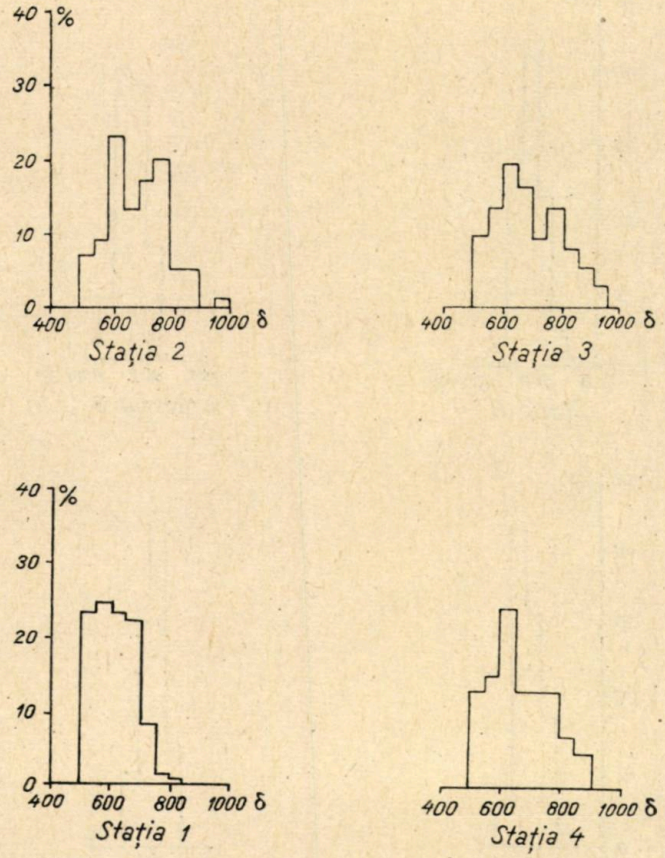


Fig. 9. — Histogramele și curbele cumulative ale valorilor indicelui de disimetrie (δ) pentru clasa dimensională 3—3,5 cm.



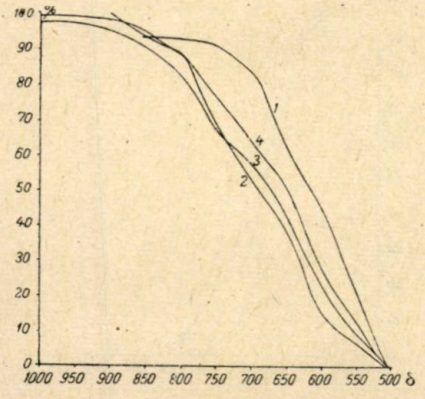
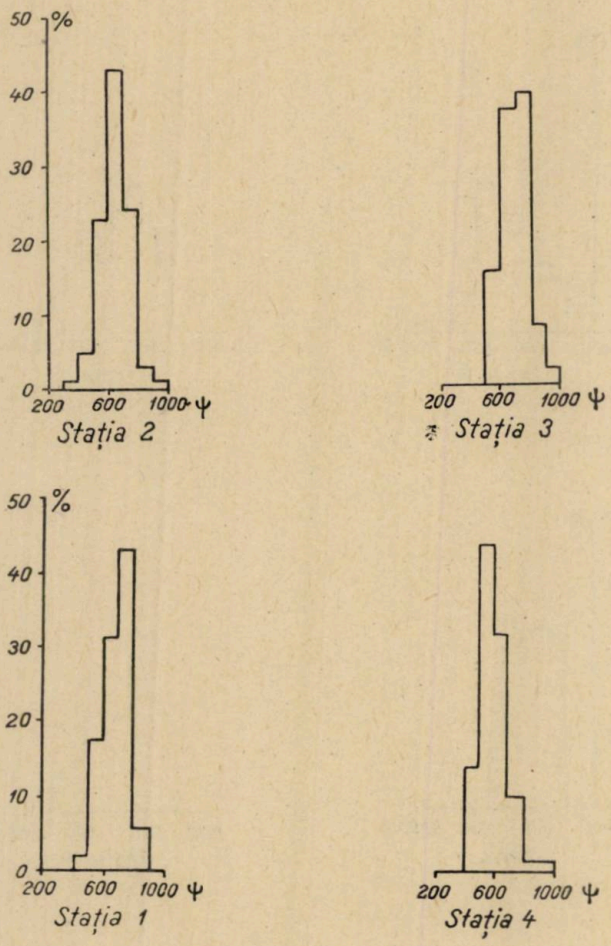


Fig. 10. — Histogramele și curbele cumulative ale valorilor indicelui de disimetrie (δ) pentru clasa dimensională 4—6 cm.



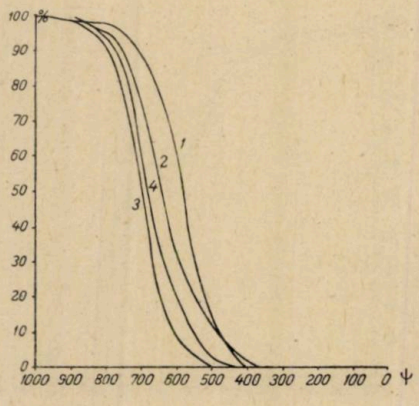
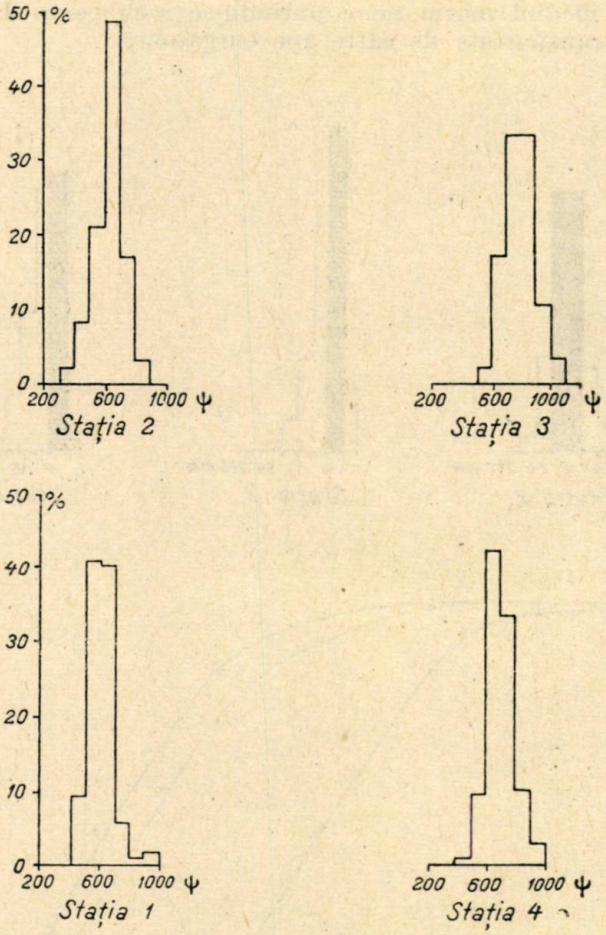


Fig. 11. — Histogramele și curbele cumulative ale valorilor indicelui de sfericitate (ψ) pentru clasa dimensională 4—6 cm.



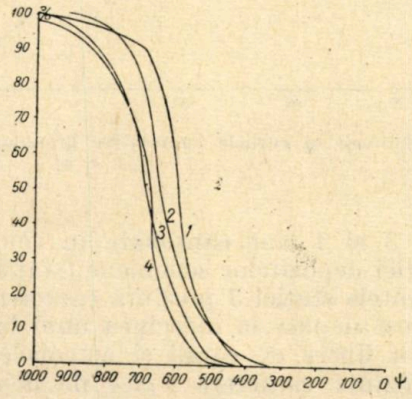
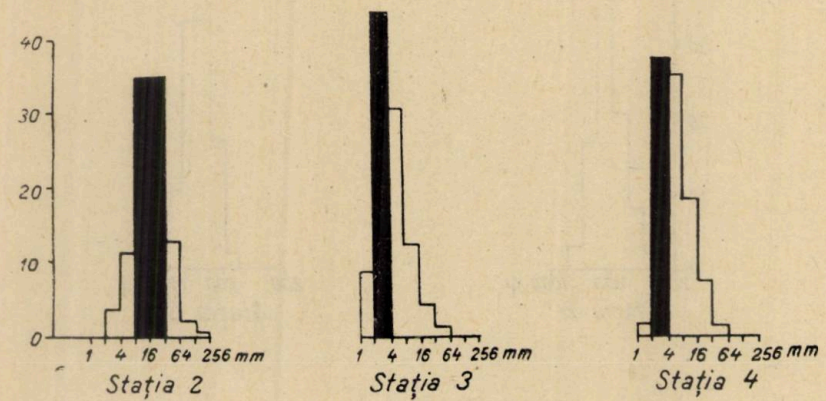


Fig. 12. — Histogramele și curbele cumulative ale valorilor indicelui de sfericitate (ψ) pentru clasa dimensională 3—3,5 cm.

și depuse în mediul marin nemaiputîndu-se recunoaște dacă inițial au fost sau nu transportate de către ape curgătoare.



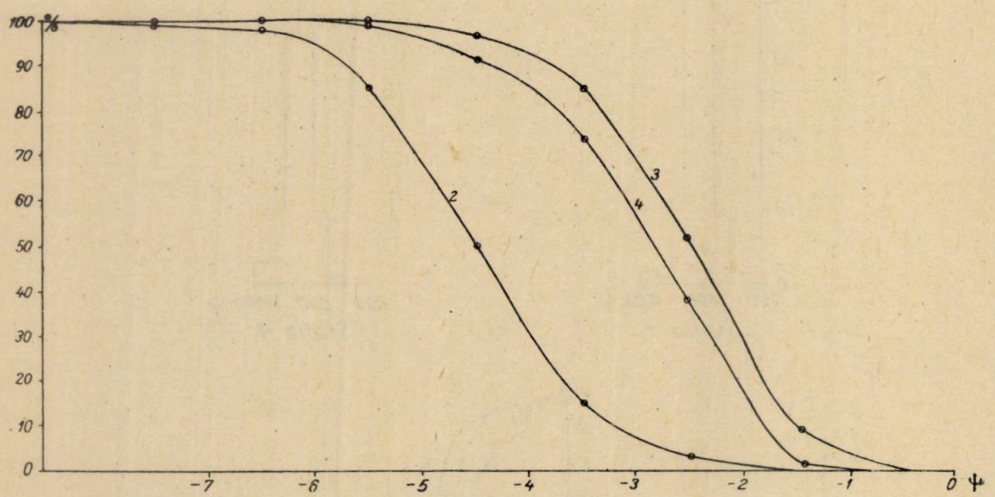


Fig. 13. — Histogramele și curbele cumulative granulometrice ale ruditelor pentru stațiile 2, 3 și 4.

Stațiile 3 și 4 sînt cantonate în conglomeratele de la partea superioară a seriei depozitelor senoniene (stația 3) și senonian-daniene (stația 4). Elementele stației 3 prezintă caractere similare depozitelor fluviatile; ele au fost depuse la marginea unui bazin marin puțin adînc (prezența formelor libere de corali și acteonele). Ruditele cu matrice roșie (stația 4) prezintă caractere tipice de depozite fluviatile.

INTERPRETAREA DATELOR

Faptele de observație ca și rezultatele măsurătorilor morfometrice nu sînt suficiente pentru o reconstituire paleogeografică completă. Totuși, se pot întrevedea anumite concluzii, cu privire la ambianța în care a fost transportat și sedimentat materialul detritic care a format depozitele senonian-daniene.

Existența mecanoglifelor, a stratelor gradate, a laminației paralele și oblice și a menținerii aceleiași direcții de transport pe distanțe mari pledează pentru depunerea arenitelor și a unei părți din lutite din curenți de turbiditate.

Ruditele de la partea superioară a senonianului au fost depuse la marginea unui bazin marin (intercalațiile mai fine conțin o faună cu corali și acteonele). Cele daniene reprezintă depozite continentale.

Cartograma orientării mecanoglifelor arată că, în zona de sedimentare a depozitelor senoniene de tip fliș, au existat două direcții principale de aport al materialului detritic:

— direcții longitudinale de la V spre E (predominant) și invers de la E către V (subordonat);

— direcții transversale de la N și de la SV.

Zona centrală (văile Băcăinți și Băeșilor) reprezintă partea plată a fundului bazinului de sedimentare (zona de coexistență a direcțiilor de curent).

Existența în foraje a depozitelor senoniene de tip fliș la E de sectorul în care acestea se afundă sub depozite mai noi arată că zona de sedimentare se continuă spre E între Blocul Transilvan și Carpații Meridionali (13). Faptul că direcțiile de curent dinspre V rămîn predominante chiar în partea estică a sectorului cercetat pledează de asemenea pentru această extindere spre E a aceleiași zone de sedimentare.

Privite în general, în depozitele senonian-daniene se pot distinge de la V spre E trei faciesuri:

— faciesul de tip fliș;

— faciesul molasic marin (episodic conglomeratic și marnos cu corali și acteonele);

— faciesul molasic continental (predominant conglomeratic).

Suprapunerea acestor faciesuri arată că evoluția fosei Mureșului s-a încheiat cu depozite continentale.

СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ, КАСАЮЩИЕСЯ СЕНОН-ДАТСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ РАЙОНА ВИНЦУ ДЕ ЖОС — ДЖЕОАДЖИУ

РЕЗЮМЕ

В сенон-датских отложениях, развитых в районе Винцу де Жос — Джеоаджиу, можно выделить с запада на восток три перекрывающиеся фации:

— флишевая фация;

— морская молассовая фация (прослои конгломератов и мергелей с кораллами и Acteonella);

— континентальная молассовая фация (с преобладанием конгломератов).

В отложениях флишевой фации Мурешского трога выявлено два главных направления палеотечений:

— продольные направления с запада на восток (преобладающие) и обратные с востока на запад (подчиненные), идущие, по-видимому, от Трансильванского массива, погребенного в настоящее время под неозойскими отложениями Трансильванского бассейна;

— поперечные направления с севера и с юго-запада.

При морфометрическом исследовании конгломератов установлено присутствие рудитов с морскими характеристиками (станции 1 и 2) и рудитов явно континентального характера (станции 3 и 4). Первые относятся к морской молассовой фации, а вторые к континентальной молассовой фации, заканчивающей эволюцию Мурешского трога.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Таблица I. — Картограмма направлений палеотечений в верхнемеловых отложениях района Винцу де Жос — Джеоаджиу. *1* — кристаллические породы; *2* — эффузивные основные породы допортландского возраста; *3* — верхнеюрские известняки; *4* — альбские отложения; *5* — сенонские отложения; 6 — датские отложения; *7* — тортонские отложения; станции 1—4 морфометрических и гранулометрических замеров сенонских и датских рудитов.

Рис. 1. — Гранулометрические кумулятивные кривые лутитов.

Рис. 2. — Тройные диаграммы петрографического состава аренитовых пород. *a* — по Ф. Ж. Петтижону (диаграмма QLM). *1* — граувакки; 2 — аркозы и субграувакки; *3* — протокварциты и субаркозы; *4* — ортокварциты; *b* — по К. А. В. Круку (диатрамма QLM). *1* — кварцевые арениты; *2* — полевошпатовые сублабильные арениты; *3* — сублабильные литические арениты; *4* — полевошпатовые арениты; *5* — литические-полевошпатовые арениты: *6* — полевошпатово-литические арениты; *7* — литические арениты. *I* — Арениты, перенесенные с запада; *II* — Арениты, перенесенные с востока.

Рис. 3. — Ритмограмма отложений флишевого типа по долине Бозеш. *1* — арениты; *2* — лутиты.

Рис. 4. — Ритмограмма отложений флишевого типа по долине Бэешилор. *1* — арениты; *2* — лутиты.

Рис. 5. — Гистограммы и кумулятивные кривые значений показателя уплощения (α) для класса 4—6 см.

Рис. 6. — Гистограммы и кумулятивные кривые значений показателя уплощения (α) для класса 3—3,5 см.

Рис. 7. — Гистограммы и кумулятивные кривые значений показателя округленности (ρ) для класса 4—6 см.

Рис. 8. — Гистограммы и кумулятивные кривые значений показателя округленности (ρ) для класса 3—3,5 см.

Рис. 9. — Гистограммы и кумулятивные кривые значений показателя ассиметричности (δ) для класса 3—3,5 см.

Рис. 10. — Гистограммы и кумулятивные кривые значений показателя ассиметричности (δ) для класса 4—6 см.

Рис. 11. — Гистограммы и кумулятивные кривые значений показателя сферичности (ψ) для класса 4—6 см.

Рис. 12. — Гистограммы и кумулятивные кривые значений показателя сферичности (ψ) для класса 3—3,5 см.

Рис. 13. — Гистограммы и кумулятивные кривые гранулометрии рудитов станций 2,3 и 4.

DONNÉES SÉDIMENTOLOGIQUES SUR LES DÉPÔTS SÉNONIENS-DANIENS DE LA RÉGION DE VINȚU-DE-JOS—GEOAGIU

RÉSUMÉ

Dans les dépôts sénonien-daniens de la région de Vinţu-de-Jos—Geoagiu, on peut distinguer, de l'O à l'E, trois faciès superposés :

— le faciès flysch ;

— le faciès molassique marin (épisodes de conglomérats et de marnes à Coraux et Actéonelles) ;

— le faciès molassique continental (où prédominent les conglomérats).

Dans les dépôts à faciès flysch de la fosse du Mureş, on a mis en évidence deux directions principales de paléocourants :

— des directions longitudinales de l'O à l'E (prédominantes) et de l'E à l'O (subordonnées), ces dernières provenant probablement du Massif Transylvain, aujourd'hui affaissé sous les dépôts néozoïques du bassin du Transylvanie ;

— des directions transversales du N ou du SO.

L'étude morphométrique des conglomérats a montré qu'il existe des rudites à caractères marins (stations 1 et 2) et des rudites à caractères nettement continentaux (stations 3 et 4). Les premières appartiennent au faciès molassique marin, tandis que les dernières au faciès molassique continental qui clôt l'évolution de la fosse du Mureş.

EXPLICATION DES FIGURES

Planche I. — Cartogramme des directions de paléocurants des dépôts néocrétacés de la région de Vinţu-de-Jos—Geoagiu. *1*, Roches cristallines ; *2*, roches effusives basiques antéportlandiennes ; *3*, calcaires néojurassiques ; *4*, Albien ; *5*, Sénonien ; *6*—Danien ; *7* —Tortonien ; stations 1—4, dans lesquelles on a effectué les mesures morphométriques et granulométriques des rudites sénoniennes et daniennes.

Fig. 1. — Courbes cumulatives granulométriques des lutites.

Fig. 2. — Diagrammes ternaires de la composition pétrographique des arénites. *a*, Selon F. J. Pettijohn (diagramme QLM) 1, Grauwackes ; *2*, arkoses et subgrauwackes ; *3*, protoquartzites et subarkoses ; *4*, orthoquartzites. *b*, Selon K. A. W. Crook (diagramme QFR). *1*, Arénites quartzeuses ; *2*, arénites sublabiles feldspathiques ; *3*, arénites sublabiles lithiques ; *4*, arénites feldspathiques ; *5*, arénithes litho-feldspathiques ; *6*, arénites feldspatho-lithiques ; *7*, arénithes lithiuqes. *I*, Arénites transportées de l'ouest. *II*, Arénites transportées de l'est.

Fig. 3. — Rythmogramme des dépôts de type flysch dans Valea Bozeşului. *1*, Arénites ; *2*, lutites.

Fig. 4. — Rythmogramme des dépôts de type flysch dans Valea Băeşilor. *1*, Arénites ; *2*, lutites.

Fig. 5. — Histogrammes et courbes cumulatives des valeurs de l'indice d'aplatissement (α) pour la classe des dimensions de 4—6 cm.

Fig. 6. — Histogrammes et courbes cumulatives des valeurs de l'indice d'aplatissement (α) pour la classe des dimensions de 3—3,5 cm.

Fig. 7. — Histogrammes et courbes cumulatives des valeurs de l'indice d'émoussé (ρ) pour la classe des dimensions de 4—6 cm.

Fig. 8. — Histogrammes et courbes cumulatives des valeurs de l'indice d'émoussé (ρ) pour la classe des dimensions de 3—3,5 cm.

Fig. 9.— Histogrammes et courbes cumulatives des valeurs de l'indice de dyssymétrie (δ) pour la classe des dimensions de 3—3,5 cm.

Fig. 10.— Histogrammes et courbes cumulatives des valeurs de l'indice de dyssymétrie (δ) pour la classe des dimensions de 4—6 cm.

Fig. 11. — Histogrammes et courbes cumulatives des valeurs de l'indice de sphéricité (ψ) pour la classe des dimensions de 4—6 cm.

Fig. 12. — Histogrammes et courbes cumulatives des valeurs de l'indice de sphéricité (ψ) pour la classe des dimensions de 3—3,5 cm.

Fig. 13. — Histogrammes et courbes cumulatives granulométriques des rudites, pour les stations 2,3 et 4.

BIBLIOGRAFIE

1. BLEAHU M. şi DIMIAN M., *Caracteristici stratonomice ale seriilor cretacice din munţii Metaliferi*, Lucr. Congr. V al Asoc. Carpato-Balcanice, Bucureşti, 1961.
2. CAILLEUX A., *Distinction des gallets marins et fluviatiles*, Bull. Soc. Géol. Fr., 1954, **XV**.
3. CAILLEUX A. et TRICART J., *Initiation à l'étude des sables et des gallets*, Paris, 1959, **II**.
4. CARVALHO G. S., *Quelques résultats de l'application des méthodes morphométriques aux dépôts récents du bassin de Vouga. Portugal*, Memorias e Noticias, 1952.
5. — *Les sédiments pliocènes et la morphologie de la région d'entre Vouga et Mondego. Portugal*, Memorias e Noticias, 1953.
6. CROOK K. A. W., *Classification of arenites*, Amer. J. of Sci., 1960, **258**, *6*, 419.
7. DJULYNSKI S., KSIAZKIEWICZ M. a. KUENEN PH. H., *Turbidites in Flysch of the Polisch Carpatian Mountains*, Bull. Geol. Soc. Amer., 1959, **70**, 1089—1118.
8. HAAF E. TEN, *Graded beds of the Northern Appenins*, Theses Gronningen, 1959.
9. IACOB D., *Contributions à la connaissance du Crétacé supérieur dans le S des monts Apuseni*, Rev. Muz. Min. Geol. Univ. Cluj, 1940, **VIII**.
10. KUENEN PH. H., *Significant features of greded bedding*, Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 1953, **37**, *5*.
11. КУХАРЕНКО А. А., *Количественный анализ формы галек из древнего аллювия р. Койвы*, Советская Геология, 1947, *18*.
12. MACOVEI G. et ATHANASIU I., *L'évolution géologique de la Roumanie. Crétacé*, Ann. Inst. Géol. Roum., 1934, **XVI**.
13. MURGEANU G. et PATRULIUS D., *Les formations mésozoïques des Carpates Roumains et de leur avant-pays*, Ann. Inst. Géol. Publ. Hungarici, 1958, **XLIX**, *1*.
14. PETTIJOHN F. J., *Sedimentary rocks*, Harperr & Brothers, New York, 1957.
15. САРКИНСИАН С. Т. и КЛИМОВА Л. Т., *Ориентировка галек и методы их изучения для палеогеографичеких построений*, Акад. Наук СССР, Москва, 1955.
16. СТРАХОВ Н. М., *Методы изучения осадочных пород*, Госгеолтехиздат, Москва, 1957.
17. ШВЕЦОВ Н. С., *Петрография осадочных пород*, Госгеолиздат, Москва, 1948.
18. ВАССОЕВИЧ Н. Б., *О флише. Материалы Карпато-Балканской ассоциации*, Киев, 1960, *3*.
19. ВЯЛОВ О. С. и Н. П. ГОЛЕВ, *О систематике рода Paleodictyon*, Докл. Акад. Наук СССР, 1960, **134**, *1*.

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA ZĂCĂMÎNTULUI SEDIMENTAR DE FIER DE LA CĂPUȘ (REG. CLUJ)

DE

C. VINOGRADOV, I. Z. BARBU și A. HESSELMAN

Comunicare prezentată de academician M. SAVUL în ședința din 22 ianuarie 1963

Eforturile susținute ale geologilor îndreptate în direcția îmbogățirii patrimoniului minier al țării noastre au fost de curînd concretizate prin descoperirea zăcămîntului de fier sedimentar de la Căpuș[1].

Importanța pe care o va avea acest zăcămînt în cadrul industriei noastre extractive este ilustrată în faptul că „numai complexul minier Căpuș va produce de peste 7 ori mai mult minereu de fier de bună calitate decît se producea în Romînia burghezo-moșierească"[2].

Zăcămîntul este situat în subsolul localităților Căpușul-Mic, Agîrbiciu, Căpușul-Mare, Straja și Gilău (r. Huedin, reg. Cluj).

Din punct de vedere stratigrafic el este cantonat în depozitele seriei marine inferioare de vîrstă lutețiană, fiind intercalat concordant între calcarul cu *Eupatagus* și bancul cu *Nummulites perforatus*. În figura 1 prezentăm coloana stratigrafică a depozitelor luteține de pe versantul nordic al Dealului Șatra, la Căpușul-Mic. În stînga coloanei sînt amplasate probele care au servit pentru analiza chimică, mineralogico-petrografică și faunistică a acestui profil. Analizele chimice ale probelor de interes deosebit sînt prezentate în tabelul nr. 1. Avînd în vedere conținutul micro-

---

[1] E. Stoicovici, N. Mészáros, I. Mureșan, D. Patrulius, V. Mutihac și I. Draghinda, *Raport preliminar cu privire la lucrările de prospecțiune a zăcămîntului de fier sedimentar din regiunea Gilău—Căpușul-Mic—Dumbrava (Cluj)*, Arh. Com. geol., 1960.

[2] Cuvîntarea tov. Bujor Almășan la Marea Adunare Națională publicată în Scînteia nr. 5392 din 28 decembrie 1961.

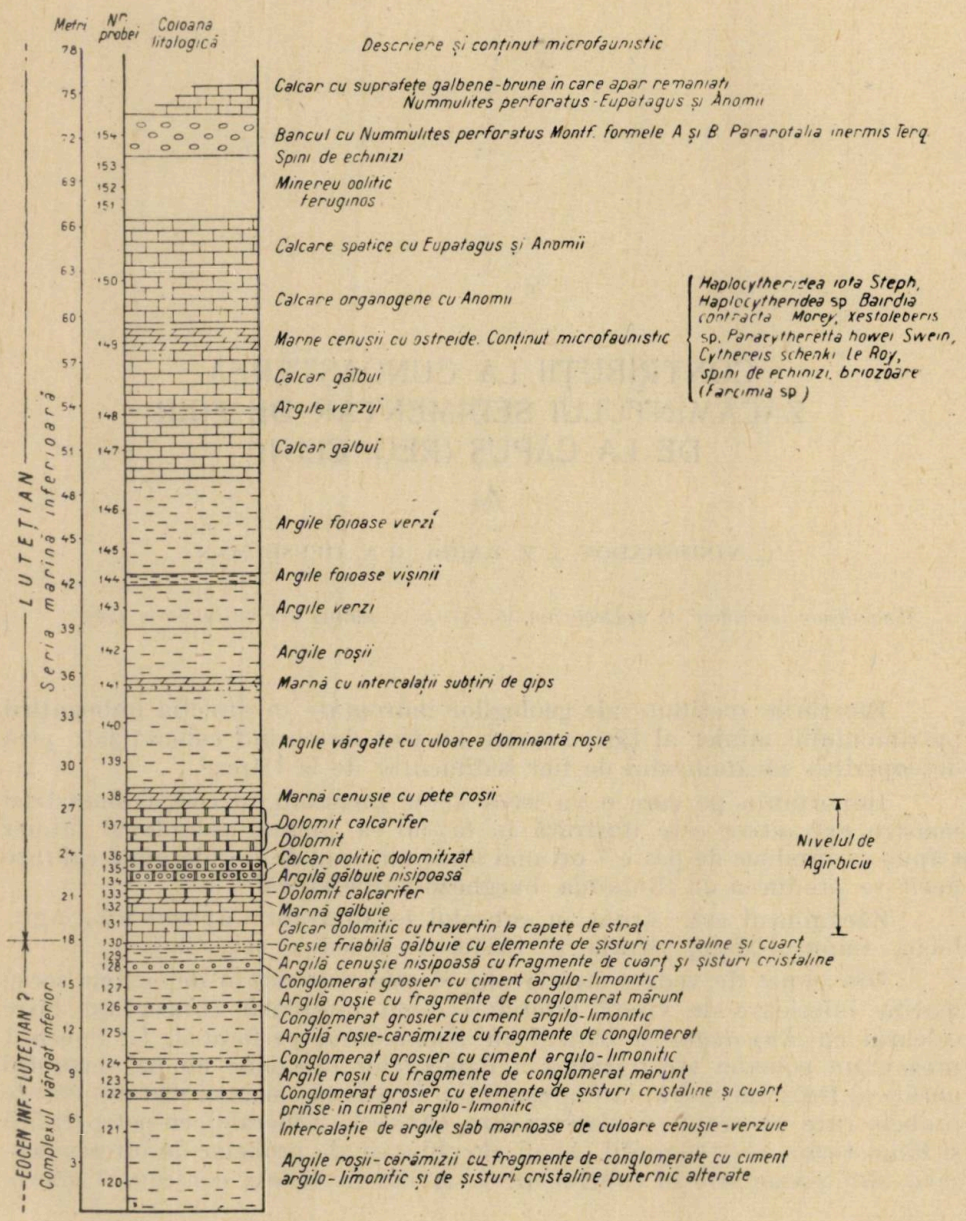


Fig. 1. — Coloana stratigrafică a depozitelor luteţiene de pe versantul nordic al Dealului Şatra la Căpuşul-Mic.

faunistic sărac al acestui profil am apelat, pentru completarea caracterizării microfaunistice a nivelelor stratigrafice din seria marină inferioară,

Tabelul nr. 1

Compoziția chimică a cîtorva probe amplasate în coloana stratigrafică din figura 1 *

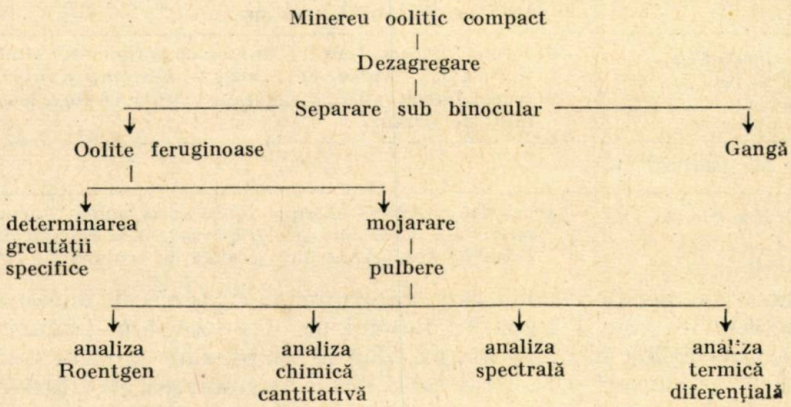
Proba nr. / %	126	134	136	137	151	152	153
SiO_2	62,56	55,00	1,11	2,83	8,05	6,66	7,62
TiO_2	—	0,63	—	urme	0,27	urme	0,27
Al_2O_3	10,32	16,50	0,53	2,05	2,58	5,90	2,02
Fe_2O_3 (total)	7,32	4,15	0,91	1,20	48,96	54,06	53,98
CaO	4,05	2,87	31,08	34,36	16,40	11,20	13,75
MgO	1,46	4,00	20,45	13,65	2,35	0,90	2,15
MnO	0,06	0,03	0,06	—	0,03	0,11	0,03
Na_2O	0,43	0,23	—	3,40	0,23	1,63	0,23
K_2O	1,30	4,10	0,06	urme	0,32	urme	0,32
P_2O_5	0,09	0,15	urme	urme	1,04	urme	1,05
S	0,07	0,07	0,05	—	0,12	—	0,12
CO_2	—	4,30	—	—	12,00	13,47	10,20
H_2O (total)	—	8,20	—	—	8,78	6,03	9,28
P.C.	13,34	—	46,50	43,30	—	—	—
Σ	101,00	100,23	100,75	100,79	101,13	99,96	101,02

* Analizele au fost executate în Laboratoarele de chimie ale Comitetului geologic.

la carotele extrase de un foraj situat la 4 km nord de profilul din Dealul Șatra. Rezultatele acestei analize sînt prezentate în tabelul nr. 2.

Macroscopic, minereul de fier se prezintă ca un calcar de culoare gălbuie-brună, în care se observă nenumărate oolite de culoare brună, lucioase, cu formă elipsoidală sau sferică. În raportul preliminar de prospecțiune redactat de E. Stoicovici și colaboratori[1] se precizează că oolitele feruginoase sînt constituite din lepidocrocit.

Pentru precizarea formei chimice și mineralogice sub care este prins fierul în oolite am lucrat după următoarea schemă:



[1] E. Stoicovici și colab., *Op. cit.*

Tabelul nr. 2

Conţinutul microfaunistic al orizonturilor seriei marine inferioare străbătute de un foraj situat la 4 km nord de Dealul Şatra

Orizont	Conţinut microfaunistic
Argilă vărgată superioară	
Calcar grosier inferior	
Gresii nisipoase cu ostreide	*Discorbis turbinata* (Terq.), *D. limbata* Terq., *Pararotalia inermis* Terq., *Crisia* sp., spini de echinizi
Marnă cu *Corbula*	*Ammobaculites agglutinans* d'Orb., *Quinqueloculina costata* d'Orb., *Quinqueloculina* sp., *Pyrgo* sp., *Globorotalia pseudoscitula* Glaessner, *Bythocypris parva* Steph., *Cythereis* sp., *Haplocytheridea proboscidiala* Edwards, *Haplocytheridea* sp., *Leguminocythereis corrugata* Le Roy, *Xestoleberis* sp., briozoare, spini şi plăci de echinizi
Marnă cu miliolide	rare miliolide prost conservate (*Quinqueloculina* sp.), *Reusella minuta* (Marson), *Discorbis limbata* Terq., *Discorbis* sp., *Cibicides boueanus* d'Orb., *C. pseudoungerianus* Cushm., *C. amphisyliensis* (Andreae), *Pararotalia inermis* (Terq.), *Bairdia contracta* Morey, *Cytheridea* sp., *Cythereis microreticulata* Le Roy, *Cythereis* sp., *Haplocytheridea iota* Steph., *Leguminocythereis corrugata* Le Roy
Marnă cu *Nummulites striatus*	*Quinqueloculina contorta* d'Orb., *Cibicides amphisyliensis* (Andreae), *C. lobatulus* (Walker et Jacob.), *Globorotalia* sp., *Pararotalia inermis* (Terq.), *Nummulites striatus* Fér., *Bairdia contracta* Morey, *Cythereis microreticulata* Le Roy, *Cythereia* sp., *Haplocytheridea* sp., *Leguminocythereis corrugata* Le Roy
Marnă cu *Nummulites lucasanus*	*Globulina spinosa* d'Orb., *G. gibba* d'Orb., *G. varians* Terq., *Guttulina problema* d'Orb., *Glandulina laevigata* d'Orb., *Cibicides amphisyliensis* (Andreae), *C. refulgens* Montf., *Globorotalia pseudoscitula* Edwards, *Pararotalia inermis* (Terq.), *Nummulites striatus* Fér., *Cythereis microreticulata* Le Roy, *Haplocytheridea* sp.
Marnă cu *Nummulites perforatus* şi *N. lucasanus*	*Discorbis limbata* Terq., *Cibicides amphisyliensis* (Andreae), *C. lobatulus* (Walker et Jacob), *C. boueanus* d'Orb., *Pararotalia inermis* (Terq.), *Cythereis schenki* Le Roy, briozoare, spini de echinizi
Minereu de fier oolitic	
Marnă cu fragmente de echinide	*Pararotalia inermis* (Terq.), *Bythocypris parva* Steph., *Cythereis* sp., *Cytheretta* sp., *Haplocytheridea iota* Steph., vertebre de ophiuride, spini şi plăci de echinizi

Greutatea specifică a oolitelor, determinată cu ajutorul picnometrului, variază între 2,85 şi 4,20. În tabelul nr. 3 prezentăm domeniul de variaţie a greutăţilor specifice ale oxizilor şi hidroxizilor fierului considerate după diverşi autori. Din acest tabel reiese asemănarea greutăţilor specifice ale oolitelor de la Căpuş cu greutăţile specifice ale goethitului şi hidrogoethitului.

Tabelul nr. 3

Greutățile specifice ale oxizilor și hidroxizilor de fier după diverși autori

Mineralul	Formula chimică	Greutatea specifică după :		
		A. G. Betehtin	L. B. Ruhin	A. N. Winchel
Magnetit	$FeFe_2O_4$	4,9 —5,2	4,9—5,2	4,5—5,3
Hematit	$\alpha\ Fe_2O_3$	5,0 —5,3	5,26	5,19
Lepidocrocit	FeOOH	4,09—4,10	4,0—4,1	4,09
Goethit	$HFeO_2$	4,0 —4,4	3,0—4,4	3,3—4,3
Hidrogoethit	$HFeO_2.aq.$	3,3 —4,0	2,7—4,3	2,7—4,3

Analiza Roentgen prin metoda Debye—Scherrer ne-a pus în evidență liniile pe care le prezentăm în tabelul nr. 4. După V. I. Miheev (10) liniile 4,18; 2,69 și 2,45 sînt caracteristice în aceeași măsură goethitului și hidrogoethitului.

Tabelul nr. 4

Analiza Roentgen a oolitelor feruginoase de la Căpuș (proba nr. 62, din puțul 125, Sectorul Șatra) *

Fe anticatod 30 KV, 15 mA, ∅ camerei 57,4 mm

Nr. liniei	I	d	Nr. liniei	I	d
1	f.s.	5,01	14	s.—f.s.	1,70
2	s.	4,60	15	f.s.	1,66
3	f.t.	4,18	16	s.—f.s.	1,61
4	s.	3,37	17	m.	1,56
5	f.s.	2,98	18	m.—s.	1,48
6	t.	2,69	19	m.—s.	1,45
7	f.t.	2,45	20	f.s.	1,41
8	s.—f.s.	2,25	21	f.s.	1,39
9	f.s.	2,09	22	f.s.	1,36
10	f.s.	2,00	23	s.—f.s.	1,31
11	f.s.	1,91	24	f.s.	1,29
12	s.	1,80	25	f.s.	1,27
13	t.	1,72	26	f.s.	1,25

* Analiză executată de R. Giușcă în Laboratoarele Institutului de geologie.

Rezultatele analizei chimice cantitative completată cu analiza spectrală calitativă sînt prezentate în tabelele nr. 5 și 6.

Analiza termică diferențială (fig. 4) pune în evidență un puternic efect endotermic în jurul temperaturii de 400°C. După F. V. Ciuhrov (4) efectul endotermic de la 390—400°C este caracteristic pentru goethit. Aspectul curbei pînă la temperatura de 200°C indică prezența hidrogoethitului. De altfel prezența acestui mineral în oolitele feruginoase de la Căpuș reiese și din curba prezentată de E. Stoicovici și colaboratori [1].

[1] E. Stoicovici și colab., *Op. cit.*

În concluzie la analizele prezentate mai sus se poate admite că oolitele feruginoase de la Căpuş sînt constituite dintr-un amestec intim de goethit şi hidrogoethit.

Secţiunile subţiri prin minereu au scos în evidenţă structura sa

Tabelul nr. 5

Compoziţia chimică a ooliteler feruginoase de la Căpuş (proba nr. 46, din puţul 41, Sectorul Şatra) *

SiO_2	5,07
TiO_2	0,43
Al_2O_3	urme
Fe_2O_3	77,81
FeO	1,83
CaO	urme
MgO	1,70
MnO	0,02
Na_2O	0,15
K_2O	0,16
P_2O_5	0,94
V	—
S	—
P.C.	12,37
Σ	100,48

* Analist Eliza Angela Oiaga de la Laboratorul de chimie al Comitetului geologic.

Tabelul nr. 6

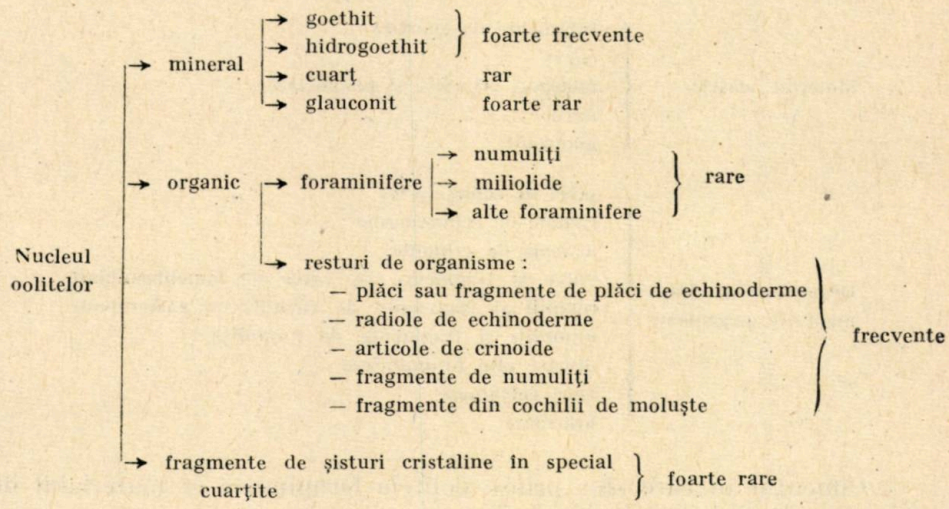
Analiza spectrală calitativă executată cu spectrograful Q 24, în ultraviolete, cu excitaţie de arc *

Proba nr.	Lucrarea minieră	Elemente preponderente	Elemente secundare	Elemente minore	Urme
62	puţul 125 Sectorul Şatra	Fe	Si, Ca, Al, Mg, Ti	Pb, Cu, Mn, V, Ba, Sr, As, Cr, Ni, B, P, Zn, Sn, Na	Co, Cd, K
58	puţul 14 Sectorul Şatra	Fe, Si	Ca, Al, Mg, Ti	Na, K, Pb, Cu, Mn, V, Sr, Cr, Ni, B, P	—

* Analist O. Maxim. Laboratorul de analize spectrale al Institutului de geologie.

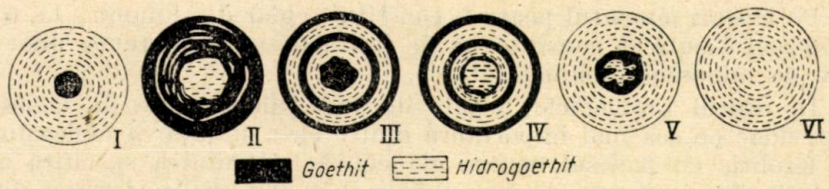
oolitică. Secţiunile prin oolite au forma circulară, subcirculară, eliptică sau alungită. Dimensiunile variază în limite largi fără să depăşească însă diametrul de 2 mm. În lumina transmisă structura concentrică se observă slab, în lumina reflectată, însă, se observă cu multă claritate. Structura radiar-fibroasă nu apare niciodată. Oolitele compuse apar rar. Ele rezultă din unirea sub acelaşi înveliş cortical a două oolite în cazul cel mai frecvent, a trei oolite în cazuri rare şi a patru oolite în cazuri excepţionale. Nu au fost observate oolite compuse la care să participe mai

mult de patru oolite simple. Relaţiile de ordin dimensional dintre nucleu şi învelişul cortical sînt supuse unei largi variaţii avînd drept limite oolitele în care nucleul nu apare sau este de dimensiuni minuscule pînă la oolite la care nucleul ocupă 80—90% din volumul oolitului. Situaţiile variate întîlnite în studiul nucleului oolitelor sînt prezentate schematic în cele ce urmează :



În marea majoritate a cazurilor, învelişul cortical al oolitelor este constituit numai din goethit şi hidrogoethit. Calcitul, collofanul şi cloritul participă la constituirea învelişului cortical în cazuri rare şi aproape întotdeauna sînt însoţiţi de goethit şi hidrogoethit, faţă de care apar subordonat.

Relaţiile dintre goethit şi hidrogoethit pot conduce la situaţiile prezentate în figura 2.



Legenda. I. Nucleu goethitic, înveliş cortical hidrogoethitic. II. Nucleu hidrogoethitic, înveliş cortical goethitic. III. Nucleu goethitic, înveliş cortical din goethit şi hidrogoethit. IV. Nucleu hidrogoethitic cu o peliculă de goethit, înveliş cortical din goethit şi hidrogoethit. V. Nucleu hidrogoethitic pe cale de transformare în goethit, învelişul cortical hidrogoethitic. VI. Oolit format în întregime din hidrogoethit.

Fig. 2.— Relaţiile dintre goethit şi hidrogoethit în cadrul oolitelor feruginoase.

Materialul detritic care intră în constituţia minereului reprezintă un element component subordonat în comparaţie cu oolitele feruginoase. Acest fapt este ilustrat de valoarea raportului oolite feruginoase/material

detritic care este egală cu 2—4 în Sectorul Şatra. În cadrul materialului detritic, rolul jucat de materialul clastic, pe de o parte, şi de organisme şi fragmente de organisme, pe de altă parte, este deosebit. Astfel, calculat tot pentru Sectorul Şatra, raportul oolite/material clastic are valoarea 10—20, în timp ce raportul oolite/organisme şi fragmente de organisme are valoarea 2—3. Materialul detritic este constituit din :

Material clastic:
- fragmente de cuarţite
- cuarţ
- feldspaţi ortoclazi şi plagioclazi
- mice
- glauconit

Organisme şi fragmente de organisme:
- plăci de echinoderme
- radiole de echinoderme
- articole de crinoide
- valve şi fragmente de valve de lamelibranhiate
- cochilii şi fragmente de cochilii de gasteropode
- numuliţi şi fragmente de numuliţi
- diverse alte foraminifere
- alge calcaroase
- briozoare

Cimentul în care sînt prinse oolitele feruginoase şi materialul detritic este de trei tipuri principale :

Ciment carbonatat: calcit, ankerit, siderit — cimentul calcitic predomină asupra celorlalte.

Ciment carbonatat slab limonitizat.

Ciment clorito-carbonatat slab limonitizat.

Pe alocuri cimentul poate fi constituit chiar din limonit. La o examinare mai atentă se constată că de fapt sîntem în prezenţa unor fragmente de minereu resedimentate.

În cadrul problemelor legate de variaţiile laterale de facies vom aminti doar pe cea mai importantă dintre ele : îndinţarea faciesului oxidant ferolitic cu faciesul neutru glauconitic. Greutatea specifică a granulelor de glauconit variază între 2,55 şi 2,59. La analiza termică diferenţială au fost puse în evidenţă două efecte endotermice, primul în intervalul 125—140°C şi al doilea între 550 şi 570°C. Rezultatul analizei Roentgen prin metoda Debye — Scherrer este prezentat în tabelul nr. 7.

Elementele care intră în constituţia granulelor de glauconit au fost puse în evidenţă prin analiza spectrală calitativă (tabelul nr. 8).

Glauconitul devine cu atît mai frecvent cu cît ne îndepărtăm de zona de ţărm. În zona de îndinţare a faciesurilor granulele de glauconit apar acoperite de o peliculă de oxihidroxizi de fier. Au fost întîlnite toate

situațiile intermediare de înlocuire a glauconitului cu oxihidroxizi de fier (fig. 3).

Pe zona cuprinsă între Dumbrava și Gilău, depozitele luteției formează, în ansamblu, un monoclin cu cădere generală spre N și NE. Harta

Tabelul nr. 7

Rezultatul analizei Roentgen efectuată asupra granulelor de glauconit din proba 106 (sectorul nordic) *

Fe anticatod 30 KV, 10 mA ∅ camerei 57,4 mm

Nr. liniei	I	d	Nr. liniei	I	d
1	f.t.	10,35	10	f.t.	2,62
2	s.	8,73	11	t.	2,43
3	s.	5,79	12	s.	2,29
4	s.	5,01	13	f.s.	2,15
5	f.t.	4,69	14	s.	2,01
6	m.—t.	3,76	15	s.	1,67
7	m.—t.	3,38	16	f.t.	1,53
8	m.	3,15	17	m.	1,31
9	s.—m.	2,87			

* Analiză executată de R. Giușcă de la Institutul de geologie.

cotelor absolute ale zăcămîntului (fig. 5) construită pe baza datelor de foraj scoate în evidență prezența a cîtorva falii care compartimentează zăcămîntul în blocuri mari cu căderea generală spre interiorul bazinului. O structură asemănătoare a fost pusă în evidență de E. Saulea[1] în

Tabelul nr. 8

Analiza spectrală calitativă a glauconitului din proba 106 executată cu spectrograful Q 24, în ultraviolete, cu excitație de arc *

Elemente preponderente	Elemente secundare	Elemente minore	Urme
Si, Fe	Ca, Al, Mg, K, Na	Ti, Cu, Mn, Pb, B	V, Cr, Ni

* Analiză executată de O. Maxim de la Institutul de geologie.

împrejurimile localității Cluj. Grosimea zăcămîntului variază de la SV—NE în funcție de depărtarea de rama cristalină. În Sectorul Șatra grosimile ating 10 m, pentru ca în apropierea localităților Macău și Vișlea să scadă la 0,40—0,25 m. Pentru a ilustra aceasta prezentăm în figura 6 harta cu izopahite.

Conținutul în fier element al zăcămîntului de la Căpuș variază în limite destul de largi de la 40—35% pînă la 10—5%. Delimitarea supra-

[1] E. Saulea, *Raport asupra cercetărilor geologice în regiunea Săvădisla, Florești Cluj*, Arh. Com. geol., Rap. geol., 1953.

feţelor cu acelaşi conţinut în fier este prezentată în harta din figura 7. Pe ea se observă cu uşurinţă tendinţa generală de scădere a conţinutului în fier de la ţărm către larg. Se constată că la o scădere bruscă a grosi-

Fig. 3. — Stadiile succesive de înlocuire a glauconitului cu oxihidroxizi de fier.

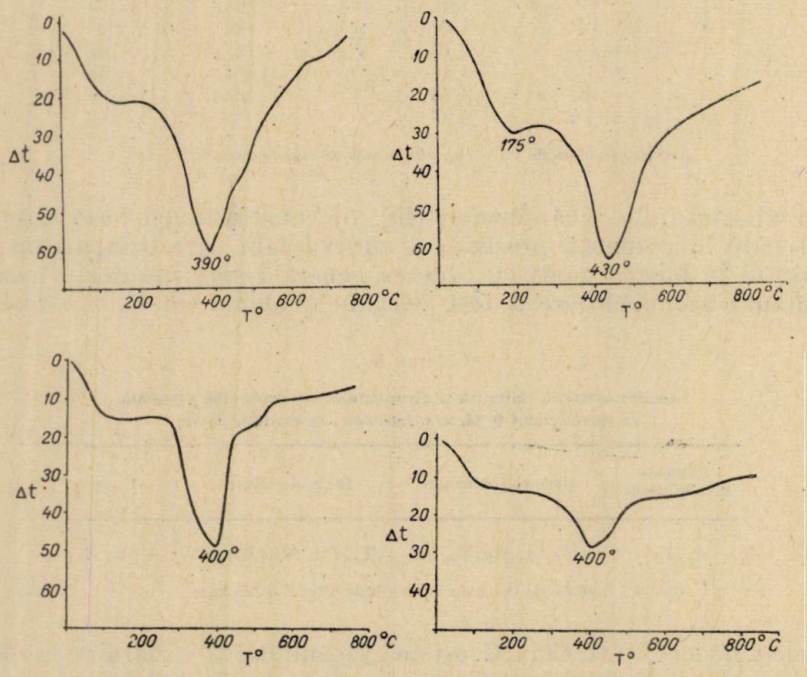


Fig.4. — Curbele de analiză termică diferenţială efectuate pe oolitele feruginoase de la Căpuş.

milor care are loc în sectorul străbătut de valea Căpuşului nu corespunde şi o scădere bruscă a conţinutului în fier (fig. 8). Relaţiile existente între grosimea stratului de minereu şi conţinutul în fier sînt ilustrate în figura 9 construită pe baza datelor din patru lucrări miniere. Diagrama scoate în evidenţă creşterea conţinutului în fier de la partea inferioară şi cea superioară ale stratului către centru.

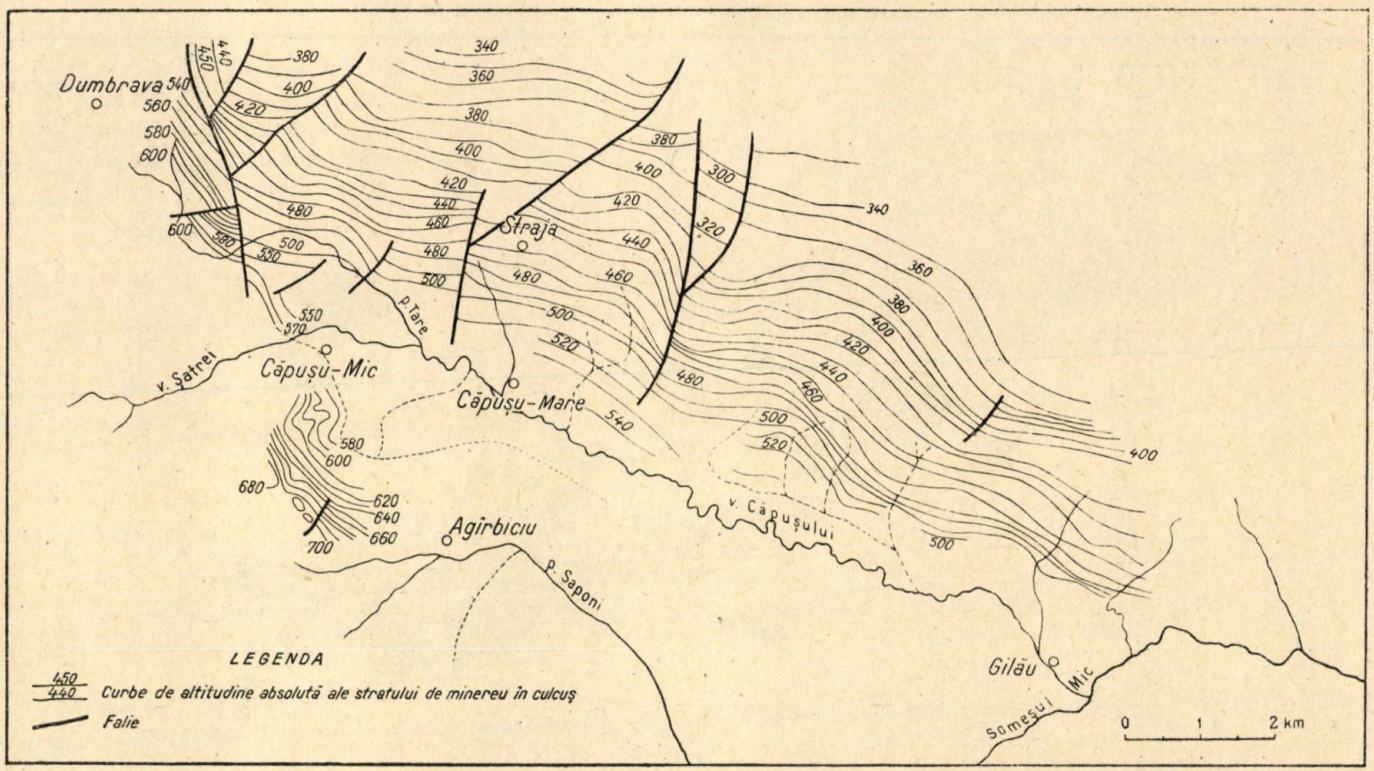


Fig. 5. — Harta structurală a zăcămîntului de fier sedimentar de la Căpuș (reg. Cluj).

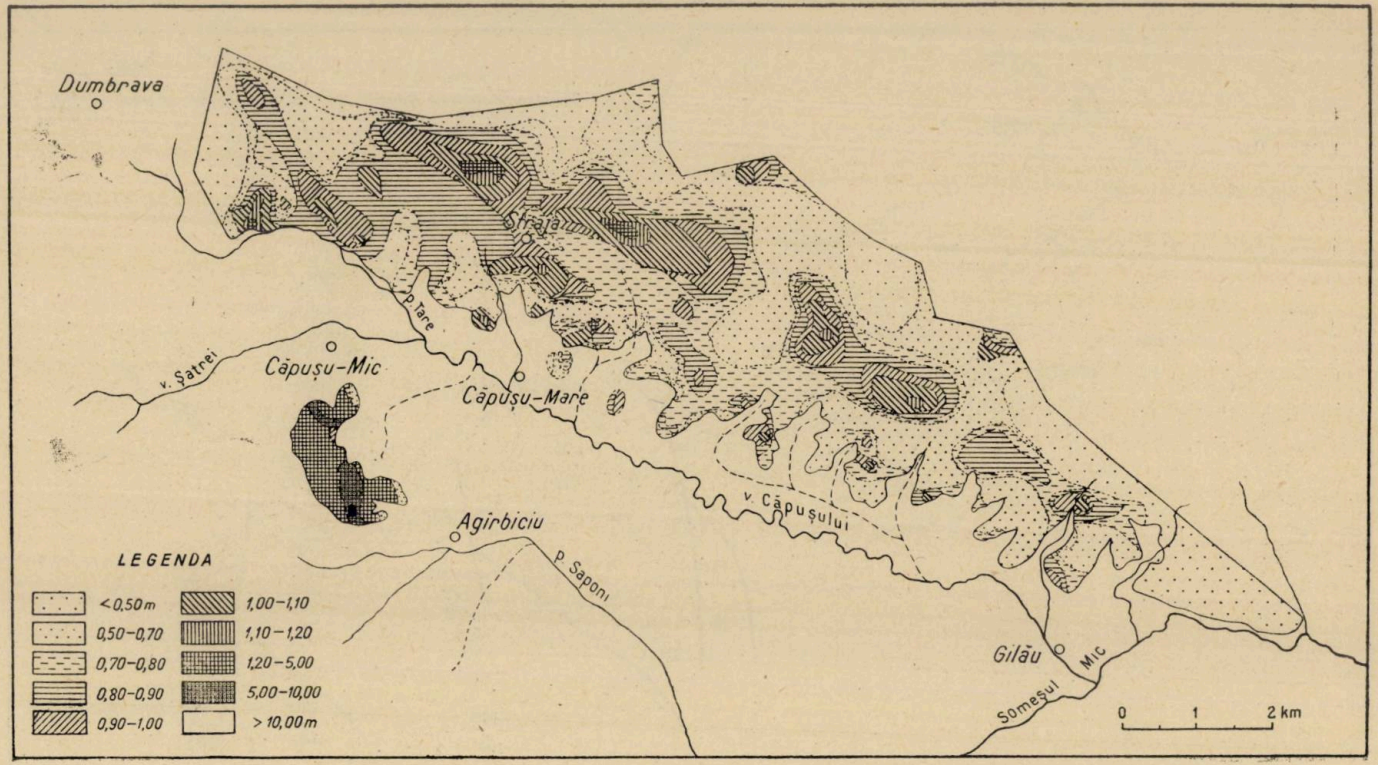


Fig. 6. — Harta cu izopahite a zăcămîntului oolitic feruginos de la Căpuș (reg. Cluj).

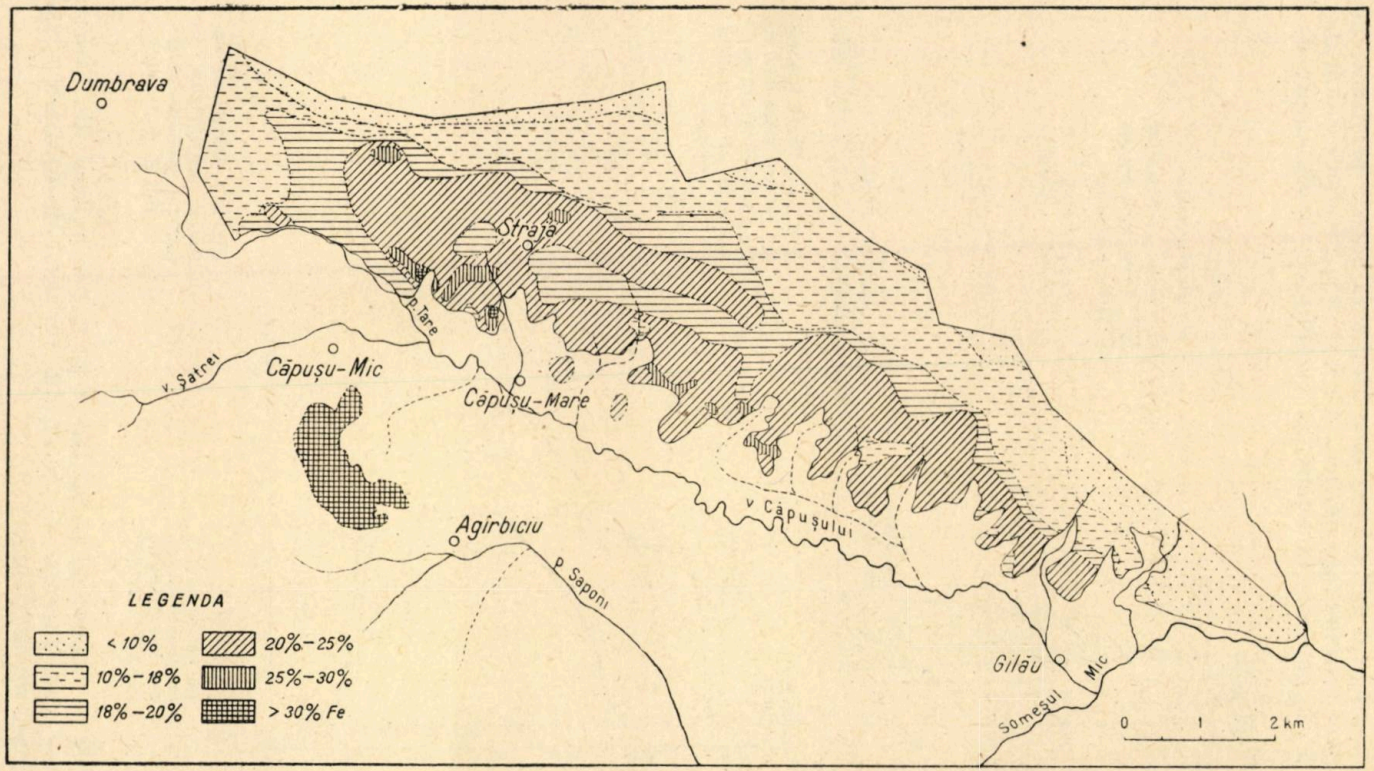


Fig. 7. — Harta suprafețelor cu conținut egal în fier. Zăcămîntul oolitic feruginos de la Căpuș (reg. Cluj).

În momentul de faţă există o literatură bogată privitoare la geneza zăcămintelor sedimentare de fier. Au fost deja precizate condiţiile de formare şi legile generale în repartiţia zăcămintelor sedimentare de fier (5),

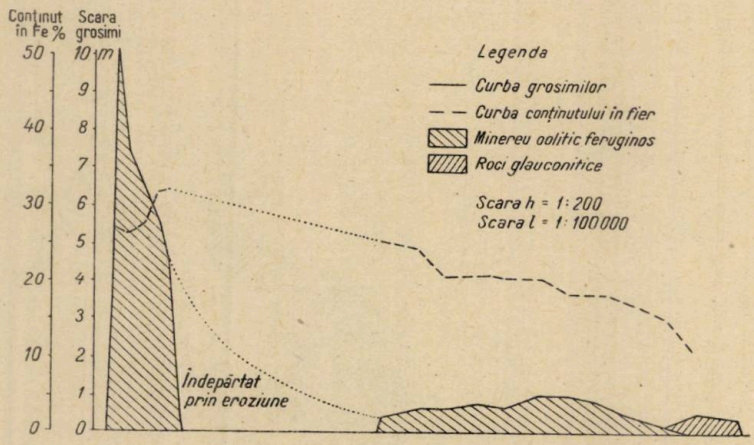


Fig. 8. — Profil ilustrativ pentru relaţiile dintre grosimea stratului de minereu şi conţinutul în fier.

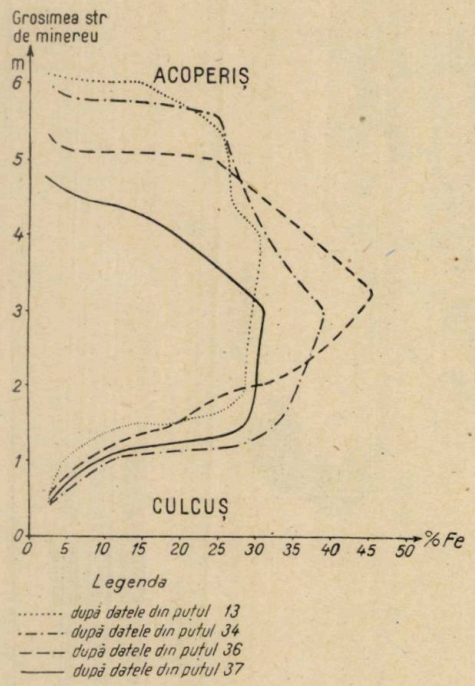


Fig. 9. — Diagrama variaţiei conţinutului în fier pe grosimea stratului de minereu.

(7). Bazaţi pe observaţii personale şi pe datele extrase din literatura de specialitate vom încerca să prezentăm procesul de formare a zăcământului de fier de la Căpuş.

În primul rînd trebuie precizate sursele de alimentare cu fier ale zăcămîntului. Considerăm ca și E. Stoicovici și colaboratori[1] că aceste surse trebuie căutate în rocile cristaline (amfibolitele cu actinolit, cu hornblendă comună și cu epidot, șisturile cloritoase), în rocile vulcanice (andezitele cu amfibol, andezitele augitice, andezitele cu olivină) și în aportul de fier juvenil (coloidal sau ca bicarbonat) din soluțiile hidrotermale legate de activitatea vulcanică. Prezența pe șisturile cristaline a concrețiunilor feromanganoase poate fi interpretată ca o dovadă a existenței în regiune a unei pături lateritice (danian—prima parte a eocenului mediu). Depozitele continentale ale seriei argilelor vărgate inferioare au beneficiat primele de produsele scoarței de alterare. La rîndul lor ele au constituit în mod mijlocit o sursă de fier pentru zăcămînt.

Privitor la condițiile climatice în care s-a desfășurat procesul de alterare considerăm că ele au evoluat în timp de la un climat cald și uscat la un climat cald și umed. Alterarea a început probabil într-o nuanță climatică mai secetoasă care a permis acumularea masivă a produselor de alterare. Se instalează apoi în mod treptat un climat mai umed. Produsele alterării sînt levigate și transportate prin tîrîre și în suspensie în zonele depresionare ale reliefului care încetul cu încetul sînt colmatate. Relieful regiunii înbătrînește evoluînd spre peneplenizare. În acest fel au luat naștere depozitele seriei vărgate inferioare (danian—prima parte a eocenului mediu). Desele intercalații conglomeratice care se lamineză spre interiorul bazinului ne permit să stabilim orientarea direcțiilor de trasport (aproximativ dinspre V spre E). În 1953 N. Mészáros și mai tîrziu în 1955 Gr. Răileanu și E. Saulea (12) au stabilit că în regiunea de la V de Cluj nu există complexul inferior al seriei argilelor vărgate inferioare. Scufundarea în această regiune a început deci ceva mai tîrziu decît în regiunea Jibău unde există și complexul inferior.

În lutețianul superior apele marine au pătruns în regiunea de la V de Cluj. În afara regiunilor invadate de mare procesul de colmatare a zonelor depresionare a continuat. Înaintarea apelor marine a avut loc treptat și ritmic. Instabilitatea liniei de țărm permite în scurte perioade de retragere a apelor mării reinstalarea regimului continental. În aceste perioade de retragere se puteau realiza local condiții pentru precipitarea gipsului.

La nivelul orizontului cu *Gryphaea eszterhazyi* marea invadează întinse suprafețe ale uscatului. Presupunem că în această avansare a existat posibilitatea de a se întîlni unele regiuni mlăștinoase în apa cărora fierul se găsea în soluție. O astfel de regiune mlăștinoasă a existat probabil pe amplasamentul actual al zăcămîntului sau în imediata lui apropiere. Contactul cu apa marină încărcată cu electroliți a determinat precipitarea masivă a fierului în zona litorală a mării. Aportul de material terigen în timpul formării oolitelor a fost foarte slab. Aceasta este o dovadă pentru a susține că avansarea apelor mării s-a făcut asupra unui uscat peneplenizat. În timpul precipitării fierului nu existau condiții favorabile pentru viața organismelor marine. Cantitatea mare de organisme și resturi de organisme existente în ganga minereului, sau care au jucat rol de

[1] E. Stoicovici și colab., *Op. cit.*

nucleu pentru oolitele feruginoase, credem că a fost transportată de curenţii marini din regiunile învecinate unde procesul de precipitare a fierului nu avea loc. Mediul marin în care au luat naştere oolitele feruginoase poate fi încadrat în categoria faciesurilor oxidante (clasificarea lui P u s t o v a l o v). În sprijinul acestei încadrări vin rezultatele analizei chimice efectuată asupra oolitelor feruginoase (tabelul nr. 5) care indică absenţa sulfului (sulful nu poate fi prezent în mediile oxidante) şi prezenţa în cantităţi foarte mici a oxizilor de mangan (care în mediile oxidante apar ca urme, domeniul în care ei precipită masiv fiind acela al mediilor net oxidante). După clasificarea lui W. C. K r u m b e i n şi R. M. G a r r e l s (8) putem preciza că valoarea Eh-ului mării în momentul formării oolitelor feruginoase era $> + 0{,}1$ iar pH-ul avea valori între 7 şi 8. Limita de oxidoreducere trecea prin masa sedimentului. Valoarea ridicată a redoxipotenţialului denotă că apele mării aveau o adîncime mică (50—100 m), erau agitate şi bine aerate.

În largul bazinului faciesul oxidant ferolitic este înlocuit de faciesul glauconitic. Depozitele glauconitice nu apar numai la nivelul zăcămîntului ci şi la alte nivele, care, către ţărm, nu trec în mod necesar la minereu oolitic. Zona intermediară, însă, în care apar granulele de glauconit în diverse stadii de oxidare, apare ca o variaţie de facies a acestor depozite. În acest sector al mării faciesul geochimic poate fi numit după P u s t o v a l o v neutru, valorile pH-ului oscilau între 7 şi 8, adîncimea apelor era cuprinsă între 100 şi 300 m. Oolitele fosfatice s-au format probabil la limita dintre această zonă şi zona intermediară sau în zona intermediară. Ele au fost apoi transportate de către curenţi în zona oxidant ferolitică împreună cu o parte din granulele de glauconit.

În cursul proceselor diagenetice a avut loc deshidratarea parţială a minereului, o parte din hidrogoethit trecînd în goethit. Oolitele deformate şi îngemănate denotă că substanţa oolitelor a existat un timp destul de îndelungat în stare plastică, întărirea ei făcîndu-se încet. Recristalizarea mîlului calcaros şi trecerea unei părţi din carbonatul de calciu în ankerit şi siderit a avut loc tot în timpul procesului de diageneză.

În regiunile imediat apropiate, ca de exemplu Săvădisla, problemele se pun în mod puţin deosebit. În această regiune nu mai apare minereul oolitic, ci doar faciesul glauconitic şi zona intermediară. Aceste condiţii deosebite se datoresc configuraţiei liniei de ţărm, care era franjurată şi permitea realizarea în cadrul fiecărui golf a unor condiţii specifice.

К ИЗУЧЕНИЮ ОСАДОЧНОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КЭПУШ (ОБЛАСТЬ КЛУЖ)

РЕЗЮМЕ

Месторождение Кэпуш расположено западнее г. Клужа, в 25 км от него. Происхождение месторождения типично осадочное. Руда представлена ожелезненным оолитовым известняком согласно зале-

гающим среди морских отложений лютетского яруса. Со структурной точки зрения зона относится к Трансильванскому бассейну.

В состав оолитов входят гетит и гидрогетит. Кроме оолитов, известняк содержит остатки ископаемой фауны, среди которой преобладают иглокожие и нуммулиты. По направлению к центру моря феролитовая фация сменяется глауконитовой фацией. Рудная залежь отлагалась в заливе лютетского моря в период крупной трансгрессии. Содержание железа колеблется между 35% — в прибрежной зоне, и 10—5% в более отдаленных от берега зонах. Мощность рудного слоя падает по направлению от берега (10 м) к центру моря (0,40—0,25 м).

С тектонической точки зрения рудная залежь представляет собой почти горизонтальную плиту, разбитую на блоки поперечными сбросами.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Стратиграфическая колонка лютетских отложений на северном склоне возв. Шатра, в районе с. Кэпушул Мик.

Рис. 2. — Отношение между гетитом и гидрогетитом в составе ожелезненных оолитов.

Рис. 3. — Последовательные стадии замещения глауконитовых железистыми оксигидроксизами.

Рис. 4. — Кривые дифференциального термического анализа железистых оолитов м-ия Кэпуш.

Рис. 5. — Структурная карта осадочного железорудного месторождения Кэпуш (область Клуж). М-б 1 : 100 000.

Рис. 6. — Карта изопахит Кэпушского месторождения железных оолитовых руд (район Клуж). М-б 1 : 100 000.

Рис. 7. — Карта площадей равного содержания железа. Месторождение железных оолитовых руд Кэпуш (область Клуж). М-б 1 : 100 000.

Рис. 8. — Разрез, отражающий зависимость содержания железа от мощности рудного пласта. М-б высоты 1 : 200, длины 1 : 100 000.

Рис. 9. — Вариационная диаграммасодержания железа по мощности рудного пласта.

CONTRIBUTION À L'ÉTUDE DU GISEMENT SÉDIMENTAIRE DE FER DE CĂPUŞ (RÉGION DE CLUJ)

RÉSUMÉ

Le gisement est situé à environ 25 km à l'ouest de Cluj. Son origine est typiquement sédimentaire ; le minerai se présente, en effet, comme un calcaire à oolithes ferrugineuses intercalé de façon concordante dans les dépôts marins d'âge lutétien. Au point de vue structural, il appartient au bassin de Transylvanie.

Les oolithes sont constitués de goethite et d'hydrogoethite. A côté des oolithes ferrugineuses apparaissent des restes fossiles où prédominent les échinodermes et les nummulites. Au large du bassin de sédimentation

le faciès ferrolithique est remplacé par le faciès glauconieux. Le gisement s'est formé dans un golfe de la mer lutétienne et y est associé à une importante période de transgression. La teneur en fer varie de 35% dans la zone littorale jusqu'à 10—5% au large. L'épaisseur de la couche de minerai décroît du rivage (10 m) vers le large (0,40—0,25 m).

Au point de vue tectonique, la couche de minerai constitue une plaque quasi horizontale compartimentée par quelques failles transversales.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Colonne stratigraphique des dépôts lutétiens du versant septentrional de Dealul Şatra, à Căpuşul Mic.

Fig. 2. — Relations entre goethite et hydrogoethite dans les oolithes ferrugineuses.

Fig. 3. — Les stades successifs de remplacement de la glauconie par les oxyhydroxydes de fer.

Fig. 4. — Courbes d'analyse thermique différentielle effectuées sur les oolithes ferrugineuses de Căpuş.

Fig. 5. — Carte structurale du gisement de fer sédimentaire de Căpuş (rég. de Cluj). Echelle 1 : 100 000.

Fig. 6. — Carte à isopachytes du gisement oolithique ferrugineux de Căpuş (rég. de Cluj). Echelle 1 : 100 000.

Fig. 7. — Cartes des surfaces ayant la même teneur en fer. Gisement oolithique ferrugineux de Căpuş (rég. de Cluj). Echelle 1 : 100 000.

Fig. 8. — Profil illustrant les relations entre l'épaisseur de la couche de minerai et sa teneur en fer. Echelle hauteur 1 : 200 ; longueur : 1 : 100 000.

Fig. 9. — Diagramme de variation de la teneur en fer de la couche de minerai.

BIBLIOGRAFIE

1. BABAYEV A. G., *Glauconite of the Cretaceous Deposits of Western Uzbekistan and the Conditions of its Formation*, Исследование и использование глин, Львов, 1958.
2. BARBU I. Z., *Microfauna seriei marine inferioare de la Jibou (D. Racotzi) regiunea Cluj*, Anal. Univ. Buc., seria şt. nat., geol.-geog., 1960, *23*.
3. CAYEUX L., *Les minerais de fer oolithique de France*, Paris, 1909, **I** ; 1922, **II**.
4. ЧУХРОВ Ф. В., *Коллоиды в земной коре*, Москва, 1955.
5. GORETKI I. K., *Condiţiile de formare şi unele legi în repartiţia zăcămintelor de minereuri sedimentare şi sedimentar-metamorfice*, Anal. rom.-sov., seria geol.-geogr., 1954, *4*.
6. HAROLD L. JAMES, *Sedimentary Facies of Iron Formation*, Ec. Geol., 1954, **49**, *3*.
7. KROTOV B. P., *Diferenţierea elementelor în timp prin alterare şi legile răspîndirii zăcămintelor metalifere de origină sedimentară*, Anal. rom.-sov., seria geol.-geogr., 1953, *6*.
8. KRUMBEIN W. C. a. GARRELS R. M., *Origin and Classification of Chemical Sediments in Terms of pH and Oxidation-Reduction Potentials*, J. of Geol., 1952, **60**, *1*.
9. MÉSZÁROS N., *Studiul litofacial şi paleogeografic al depozitelor marine eocene medii la W şi SW de Cluj*, Studia Universitatis Babeş-Bolyai Cluj, seria a II-a, 1960, *1*.
10. МИХЕЕВ В. И., *Рентгенометрический определитель минералов*, Москва, 1957.
11. MOORE E. S. a. MAYNARD J. E., *Solution, Transportation and Precipitation of Iron and Silica*, Ec. Geol., 1929, **XXIV**.
12. RĂILEANU GR. şi SAULEA E., *Paleogenul din regiunea Cluj şi Jibou (NW bazinului Transilvaniei)*, An. Com. geol., 1956, **XXIX**.
13. СТРАХОВ Н. М., *Методы изучения осадочных пород*, Москва, 1957.

STUDIU PETROGRAFIC ASUPRA ROCILOR ANDEZITICE DIN CARIERELE DIN VALEA OLTULUI, ÎNTRE TUȘNAD ȘI MALNAȘ

DE

AMALIA SZŐKE

Comunicare prezentată în Sesiunea științifică a Institutului de geologie și geografie din 1960

Dată fiind importanța economică pe care o reprezintă carierele de piatră situate în valea Oltului, în regiunea cuprinsă între localitățile Tușnad-Băi și Malnaș, s-a impus necesitatea cunoașterii mai profunde a caracterelor petrografice ale rocilor andezitice exploatate aici. În acest scop, în anul 1957, ni s-a propus executarea unui studiu petrografic asupra acestor roci.

Literatura geologică cu privire la regiunea studiată nu este prea bogată. Trecînd peste lucrările din secolul al XIX-lea (1), (2), observăm că primele lucrări apărute în secolul nostru și care îi aparțin lui A. Koch (7) și I. Szádeczky (11) au un caracter de sinteză și tratează întregul lanț vulcanic Călimani — Harghita. În același timp, apar și lucrările lui R. Pascu (8), (9) referitoare la carierele și apele minerale din această regiune. Mai tîrziu, o serie de geologi se ocupă de studiul mai detaliat al regiunii de care ne ocupăm și a terenurilor învecinate. Astfel, M. Hermann și S. Varga (4), (15) publică analize chimice executate pe mai multe tipuri de andezite. M. Hermann face și o descriere microscopică a andezitelor de la Tușnad (3) și Bicsad (5) pe baza unui număr restrîns de probe primite de la J. Erdélyi și L. Jugovics. Acesta din urmă (6) studiază problemele de vulcanologie legate de muntele Puturosul de la Turia.

În anii din urmă, regiunea de care ne ocupăm, precum și terenurile învecinate sînt studiate de geologii Comitetului geologic. Astfel, raportul lui A. Aldea și A. Arghir[1] se referă la piatra ponce din împreju-

[1] A. Aldea și A. Arghir, *Raport geologic privind problema specială V/a*, Com. geol., 1955 (manuscris).

rimile Tușnadului, iar C. Avramescu și M. Teodorescu[1] întreprind cercetări pentru caolin la N de comuna Tușnad-Sat. D. Slăvoacă și C. Avramescu (10) fac observații geologice, litologice și hidrogeologice în Masivul Ciomad.

Regiunea studiată este situată în bazinul superior al Oltului și reprezintă extremitatea sud-estică a Masivului eruptiv Harghita. Ea se încadrează astfel în unitatea lanțului vulcanic terțiar al Carpaților Orientali.

Rocile eruptive se așază pe un fundament de roci de vîrstă cretacică după cum a arătat și sondajul executat la Tușnad, unde sub depozite piroclastitice s-au găsit strate de Sinaia. În partea sudică, la Malnaș (Fîntîna Rece) erupțiile se dispun peste depozitele sedimentare cărora A. Koch, pe baza fosilelor, le atribuie vîrsta daciană. Din punct de vedere tectonic, erupțiile vulcanice ale acestei regiuni se leagă nu de scufundarea Bazinului Transilvaniei, ci de mișcările postorogene ale flișului carpatic și au fost provocate de prăbușirile daciene ale bazinelor intramuntoase. Astfel s-au atribuit acestor erupții vîrsta daciană și chiar postdaciană.

Activitatea vulcanică din regiune s-a manifestat în mai multe faze efusive, avînd ca rezultat numeroase curgeri de lave, precum și produse piroclastitice. Deși nu s-a identificat pînă în prezent la suprafață, datorită eroziunii foarte puțin avansate în această regiune, prezența corpurilor subvulcanice trebuie presupusă, deoarece noi am găsit anclave dioritice înglobate în lavele andezitice.

SCURTĂ DESCRIERE A CARIERELOR

Carierele de piatră din care am colectat probele analizate sînt următoarele :

Cariera de nisip și piatră ponce de la Benevize aflată la 3 km N de Tușnad-Băi. Orizontul de cinerite se află la baza andezitelor cu hornblendă și biotit. Piatra ponce are culoare albă, albă-cenușie, este foarte poroasă datorită degazeificării. Cu ochiul liber se pot observa cristale de hornblendă și de biotit, care uneori se dispun orientat.

Andezitul cu hornblendă și biotit din Culmea Cetății are culoare roz sau roz-cenușie și este foarte poros, din care cauză se prelucrează ușor. În valea Benevize se exploatează blocurile desprinse din stîncă și rostogolite pe pantă.

O carieră de nisip și piatră ponce se află lîngă șosea, la extremitatea sudică a localității Tușnad-Băi.

Cariera Carpitus II, exploatată lîngă halta C.F.R. cu același nume, este situată la 3 km sud de Tușnad-Băi, pe malul drept al Oltului. Roca exploatată aici este un adenzit cu piroxeni, foarte dur, care se întrebuințează la pietruirea șoselelor și la balastul căilor ferate.

Cariera Carpitus I, situată la circa 1 km sud de gara Bicsad-Olt, este formată din două sectoare, dintre care cel din Dealul Cetății Vapa

[1] C. Avramescu și M. Teodorescu, *Cercetări și prospecțiuni pentru caolin în Harghita de sud*, Com. geol., 1955 (manuscris).

este părăsit din cauza unui șantier arheologic care studiază ruinele unei vechi cetăți aflate aici. În această carieră, succesiunea andezitelor este următoarea : în partea de jos se află adnezite cu hornblendă, piroxeni și biotit, macroscopic de culoare cenușie, compacte, adesea prezentînd structură de curgere vizibilă și cu ochiul liber. În partea superioară ele devin poroase, pe o grosime de circa 50 cm, datorită degazeificării rapide a lavei. Deasupra andezitelor cenușii urmează andezite de culoare roșie cu piroxeni, care de asemenea în partea inferioară a curgerii de lavă sînt compacte, mai sus devin fluidale și în partea superioară foarte poroase. În crăpăturile acestui andezit roșu am observat cristale mărunte de oligist.

Cariera Bicsad I (*Bogdan*) este situată la sud de Carpitus I. Succesiunea rocilor de aici este, în linii mari, asemănătoare cu aceea din cariera precedentă. Andezitele bazaltoide de culoare cenușie-albăstruie cu fenocristale mari de augit sînt predominante în carieră și reprezintă piatra de cea mai bună calitate pentru pavaj. Andezitele roșii sînt mult mai puțin dure decît andezitele bazaltoide.

Cariera Malnaș II este deschisă lîngă halta Cariera Bicsad. În partea sudică a carierei se află un izvor de apă minerală puternic bicarbonatată. Succesiunea andezitelor este aceeași ca și în cariera Bogdan.

Cariera Malnaș I, cea mai mare din regiune, este împărțită în mai multe sectoare. De la sud spre nord acestea sînt următoarele :

Sectorul Botoș se află în partea de NE a Culmii Luget (692 m)- Roca din această carieră este un andezit cu augit de culoare cenușie-violacee, cu pete roșii de oxizi de fier. Adesea conține anclave de roci sedimentare provenite din fundament.

La N de această carieră se află *sectorul Cioplitor* cu andezite violacee care se întrebuințează exclusiv ca piatră cioplită pentru pavaj.

Sectorul Clus este situat la NE de cariera precedentă. În partea de jos se exploatează un andezit compact, de culoare cenușie, iar în cea superioară un andezit violaceu.

Următoarele două sectoare, situate la N de Clus, formează de fapt o singură carieră mare :

Sectorul Schiell este partea de sud a carierei, în care pînă la o înălțime de circa 2—3 m apar bazalte de culoare neagră-cenușie-închis, după care urmează andezite de diverse culori : cenușie-închis, cu nuanță violacee, foarte dură și compactă, cenușie-deschis cu fenocristale de augit și un andezit cenușiu, cu structură fluidală bine accentuată.

Sectorul Gantz constituie partea de nord a carierei mari. În partea de jos a carierei se află bazaltele negre-cenușii-închis și bazaltele „pătate" despre care se va vorbi mai tîrziu ; peste acestea urmează andezite cu piroxeni, apoi andezite poroase fluidale violacee.

În *carierele Fîntîna Rece, plasate la confluența pîrîului Gohan cu valea Oltului*, la un nivel inferior se exploatează bazalte de culoare neagră, la un nivel superior, andezite cu augit, andezite violacee cu piroxeni, andezitele fluidale, de culoare cenușie-cafenie și andezitul roșu, cunoscut deja din carierele Carpitus I și Malnaș I.

Cariera exploatată în valea pîrîului Gohan este situată la N de Culmea Luget. La baza carierei apar bazalte, care suportă andezite cu

piroxeni de culoare cenușie. Între ele se află o rocă ce pare a fi provenit din amestecul celor două lave. Această rocă „pătată" este asemănătoare cu cele întîlnite în cariera Malnaș I. În partea superioară a acestei cariere, de altfel ca și în celelalte, se află andezitele roșii.

STUDIUL MICROSCOPIC AL ROCILOR DIN CARIERE

Studiul microscopic ne-a permis separarea următoarelor tipuri de roci în cariere :

1. Andezite cu hornblendă și biotit.
2. Piatra ponce.
3. Andezite cu hornblendă și piroxeni.
4. Andezite cu hipersten și augit.
5. Andezite bazaltoide.
6. Bazalte.
7. Diorite (în enclave).

La determinarea plagioclazilor cu ajutorul mesei Fedorov am utilizat cele mai noi curbe de temperatură ridicată (V. K a a d e n, citat după (14)).

1. *Andezitele cu hornblendă și biotit.* Macroscopic se prezintă ca roci poroase, de culoare roz sau cenușie, consolidate dintr-o lavă bogată în gaze. În masa rocii se observă cu ochiul liber fenocristale milimetrice sau chiar centrimetrice de feldspați, prisme alungite de hornblendă și foițe de biotit de dimensiuni mai mici.

La microscop prezintă structură porfirică (pl. III, fig. 12) cu pasta hialopilitică ușor fluidală.

Compoziția mineralogică obținută în urma măsurătorilor planimetrice și dimensiunile mineralelor componente sînt prezentate în tabelul nr. 1.

Tabelul nr. 1

Compoziția mineralogică modală și dimensiunea componenților

Minerale	Compoziție %	Dimensiuni mm
Plagioclazi	13,9—16,9	7,0 × 6,0 — 1,7 × 0,7 — 1,1 × 0,3
Hornblendă	11,5—12,5	1,9 × 0,2 — 0,3 — 0,1
Biotit	2,4— 4,2	1,5 × 1,3 — 0,4 × 0,1
Pastă	62,6—63,3	
Pori	4,8— 7,2	1,5 × 1,0 — 0,1 × 0,1

Hornblenda verde formează cristale prismatice alungite (1 : 4 — 1 : 10) adesea maclate după (100). $c : Ng = 15 - 17°$. Prezintă pleocroism intens : Ng = verde—verde-închis, Np = verde—verde-gălbui. Mineralele sînt proaspete sau ușor opacitizate pe margine.

Biotitul, atît dimensional cît și cantitativ, este mai redus decît hornblenda. Prezintă cristale idiomorfe, ușor ondulate. Are pleocroism

pronunțat : Ng = brun-închis, negru, Np = gălbui. Conține incluziuni de plagioclazi, hornblendă și apatit.

Fenocristalele de plagioclazi sînt maclate după legile Albit, Karlsbad și Albit—Ala și foarte frecvent zonate. Conținutul în An variază între 30 și 42% la indivizii maclați și între 23 și 73% la cei cu structură zonară. O caracteristică generală a plagioclazilor zonați din aceste roci este că prezintă un nucleu relativ gros de compoziție bytownitică, care spre margine, după una sau mai multe recurențe bazice, devine din ce în ce mai acid, pînă ce atinge compoziția oligoclazului. În figurile 4 și 5 (pl. I) sînt reprezentate diagramele de variație a conținutului în anortit ale unor asemenea cristale.

La primul cristal conținutul în An% variază de la un maximum reprezentat prin nucleul cu 72% An, pînă la o compoziție minimă de 20%. Variația dintre zone este cînd oscilatorie (zonele 1—4 și 7—8) cînd continuă (zonele 4—6).

Al doilea cristal are o compoziție ce variază de la maximul de 58% în nucleu, pînă la minimum de 22% în zona marginală.

Mineralele accesorii întîlnite în aceste roci sînt : apatitul liber sau sub formă de incluziuni în biotit și sfenul.

Masa fundamentală a rocii este formată dintr-o sticlă amorfă, în care se disting microlite de plagioclazi, hornblendă și formațiuni sferoidale, reprezentînd nuclee de cristalizare.

La microscop, andezitele cu hornblendă și biotit, de culoare roz, se deosebesc de andezitele cenușii, prin faptul că în locul hornblendei verzi ele conțin hornblendă brună. Fenocristalele de hornblendă formează prisme alungite, adesea maclate după (100) cu $c : Ng = 8 - 9°$. Prezintă pleocroism pronunțat : Ng = brun-închis, Np = brun-verzui, uneori prezintă un început de opacitizare pe margine. Ca incluziune conține biotit.

Biotitul prezintă aceleași caractere ca și în andezitul de culoare cenușie. Uneori este maclat după (001).

În această rocă am distins două generații de plagioclazi. Prima generație formează fenocristale de dimensiuni mari (2,4 × 1,6 — 1,4 × 0,7 — 0,7 × 0,5 mm) și de obicei conțin multe incluziuni de sticlă, hornblendă și de biotit. Indivizii maclați au o compoziție de 46—54% An.

Structurile zonare se caracterizează prin zone multe și subțiri, care oscilează ritmic, avînd multe recurențe. După un nucleu de grosime apreciabilă, cu conținut de 54% An (la cristalul din fig. 7, pl. II) urmează o succesiune de zone subțiri, care oscilează ritmic și a căror compoziție este cuprinsă între limitele extreme de 84 și 36% An.

A doua generație este formată din plagioclazi de dimensiuni mai mici (0,2 × 0,16 mm). Indivizii cu structură zonară se deosebesc de plagioclazii din prima generație prin numărul redus al zonelor și prin lipsa recurențelor.

2. *Piatra ponce* formează un orizont la baza andezitelor cu hornblendă și biotit de tip Culmea Cetății. Prezintă structură porfirică și masă fundamentală formată din sticlă devitrificată, cu rare microlite de plagioclazi și hornblendă. Textura este neorientată, poroasă. Compoziția mineralogică și dimensiunile mineralelor sînt date în tabelul nr 2.

Dintre fenocristale, hornblenda verde formează prisme alungite, adesea maclate după (100). $c : Ng = 16°$. Prezintă pleocroism puternic : Ng = verde-deschis, gălbui, Np = verde-închis. Conține incluziuni de biotit.

Tabelul nr. 2

Compoziția mineralogică medie și dimensiunile mineralelor

Minerale	Compoziție %	Dimensiuni mm
Plagioclazi	14,98	$2,51 \times 1,35 - 0,93 \times 0,33 - 0,28 \times 0,18$
Hornblendă	5,64	$0,74 \times 0,16 - 0,48 \times 0,12 - 0,65 \times 0,05$
Biotit	3,72	$1,54 \times 0,68 - 0,68 \times 0,32 - 0,14 \times 0,10$
Pastă	78,35	
Pori	7,77	$1,30 \times 0,90 - 1,24 \times 0,65 - 0,32 \times 0,23$

Biotitul este mai dezvoltat decît hornblenda, dar se află în cantitate mai redusă decît aceasta. Formează cristale idiomorfe cu pleocroism caracteristic : Ng = verde-gălbui, Np = brun-verzui. Ca incluziuni conține granule de minerale opace.

Plagioclazii se prezintă în cristale idiomorfe prismatice, maclate după legile Albit și Karlsbad. Conținutul în An al fenocristalelor variază între 32 și 18%. Microlitele de obicei sînt mai bazice, avînd un conținut mediu de 52% An. Fenocristalele adesea conțin incluziuni de sticlă, de asemenea și cristale de apatit.

Mineralele accesorii sînt : minerale opace, apatit și zircon.

3. *Andezitele cu hornblendă și piroxeni* apar în cariera Carpitus I. Macroscopic, roca se prezintă ca o masă compactă de culoare roșcată, poroasă, în partea superioară trecînd într-o varietate poroasă, în care se recunosc cu ochiul liber fenocristalele alungite de hornblendă, dispuse în direcția de curgere a lavei. În această rocă se constată prezența unor enclave dioritice și sedimentare aduse din zonele mai profunde prin care a trecut lava în timpul ascensiunii sale. De asemenea se mai pot vedea cristale mari, rotunjite de feldspați cristalizați în medii mai acide decît actuala rocă-gazdă. Golurile rocii sînt umplute cu cristale de tridimit.

La microscop roca prezintă o structură porfirică, textură masivă în partea de jos a carierei și fluidală în partea superioară. Masa fundamentală în ambele cazuri este pilotaxitică, hipocristalină. Microlitele de plagioclazi ca și fragmentele de minerale melanocrate sînt cuprinse într-o masă amorfă de culoare închisă. Hornblenda bazaltică formează fenocristale foarte alungite, uneori cu structură zonară. Adesea este maclată după fața (100). $c : Ng = 7°$. În roca compactă hornblenda are o margine groasă de opacit, iar nucleul este decolorat și prezintă un pleocroism foarte slab. În varietatea poroasă acest mineral, este complet transformat în opacit, încît se recunoaște numai după contur.

Augitul formează fenocristale idiomorfe, sub formă de prisme scurte. Prezintă macle, la care planul de asociere face un unghi de 38° cu axa c. Unghiul de extincție $c : Ng = 42 - 47°$ (augit diopsidic). Uneori, sînt perfect proaspete, alteori, ușor opacitizate pe margini. Ca incluziune conțin granule de minerale opace și fragmente de biotit.

Hiperstenul se află în cantitate mai mică decît augitul. Formează cristale mărunte, idiomorfe. Uneori se constată și prezența unui clinohipersten cu $c : Ng = 20-26°$.

Plagioclazii prezintă o parte interioară alterată care este înconjurată de o zonă externă proaspătă. Se pare că aceste cristale s-au format într-un mediu mai acid, apoi ajunse din nou în magmă s-au refăcut cu o zonă mai bazică.

Compoziția mineralogică modală și dimensiunile mineralelor sînt date în tabelul nr. 3.

Tabelul nr. 3

Compoziția mineralogică modală și dimensiunea mineralelor

Minerale	Compoziție %	Dimensiuni mm
Plagioclazi	0,1 — 1,5	0,7 × 0,8 — 0,2 × 0,1
Hornblendă	7,3 — 8,7	1,9 × 0,1 — 0,7 × 0,3 — 0,4 × 0,1
Piroxeni	4,9 — 5,3	0,7 × 0,3 — 0,6 × 0,5 — 0,1 × 0,1
Pastă	86,4 — 87,3	

4. *Andezitele cu hipersten și augit* apar în carierele Carpitus II, Carpitus I și Bicsad I (Bogdan). Macroscopic, au culoare cenușie-verzuie, violacee sau albă-cenușie. În cariera Carpitus I, pe crăpăturile acestui andezit am întîlnit cristale de oligist, cu dimensiuni de ordinul zecimilor de mm.

La microscop, prezintă structură porfirică și textură masivă, uneori ușor fluidală. Masa fundamentală hipocristalină-pilotaxitică este formată dintr-o sticlă în care sînt cuprinse fragmente de minerale melanocrate și microlite de plagioclazi, asociate cu granule mărunte de magnetită, fin dispersate în toată pasta.

Compoziția mineralogică procentuală și dimensiunile mineralelor sînt arătate în tabelul nr. 4.

Tabelul nr. 4

Compoziția mineralogică modală și dimensiunile componenților

Minerale	Compoziție %	Dimensiuni mm
Plagioclazi	18,8 — 26,0	3,8 × 2,4 — 1,2 × 0,3 — 0,4 × 0,1
Augit	5,2 — 5,8	1,8 × 0,5 — 0,3 × 0,2
Hipersten	7,0 — 8,5	1,3 × 0,6 — 0,8 × 0,2 — 0,3 × 0,1
Pastă	61,2 — 69,3	

Dintre fenocristale, plagioclazul formează cristale idiomorfe maclate și zonate, de dimensiuni milimetrice. Conținutul în An variază între 42 și 65%. Fenocristalele sînt puternic ciuruite de incluziuni de sticlă.

Dintre mineralele melanocrate, predomină hiperstenul. Formează fenocristale idiomorfe, cu colțuri mai mult sau mai puțin rotunjite. Uneori

se observă concrescut cu augitul după o față din zona verticală. Conține incluziuni de plagioclazi și minerale opace. Pe margini prezintă un foarte slab început de opacitizare.

Augitul este adesea maclat simplu sau polisintetic după (100). Sub acțiunea agenților autometamorfici, augitul se transformă în biotit. În asemenea cazuri, biotitul formează pîsle cu contur neregulat, la marginea și în apropierea fenocristalelor de augit. Prezintă pleocroism caracteristic biotitului: *Ng* = brun-gălbui, *Np* = galben-deschis, pînă la incolor. În unele locuri (Bicsad I) cu biotitul se asociază și sericitul, ca mineral secundar, format pe seama augitului.

Această rocă conține enclave mari de rocă sedimentară de culoare albă-gălbuie. Materialul enclavei (gresie silicioasă) a fost înglobat din rocile prin care a străbătut lava în ascensiunea sa. Enclava, ajungînd în condițiile fizico-chimice ale lavei, a suferit unele modificări în compoziția sa. Faptul că enclavele au dimensiuni destul de reduse a permis formarea aici a acelorași minerale melanocrate, care se pot întîlni și în andezite. Astfel, se observă augit de neoformație care prezintă contururi cu totul neregulate. Toată masa rocii este invadată de un amfibol fibros, cu pleocroism nu prea pronunțat, care prezintă culori de birefringență foarte vii. Masa rocii este formată din granule de cuarț cu aspect evident sedimentar. Sub influența temperaturii ridicate, relictele de cuarț prezintă fenomene de ușoară cristobalitizare care, la microscop, se identifică prin indicele de refracție mai scăzut decît al cuarțului.

5. *Andezitele bazaltoide* sînt răspîndite în carierele mai sudice ale regiunii (Bicsad I, Culmea Luget și Malnaș I) avînd poziție inferioară față de andezitele mai sus descrise. Aceste roci reprezintă termenul de trecere între andezite și bazalte.

Macroscopic sînt foarte compacte și dure, de culoare cenușie-închis, cenușie-albăstruie, violacee sau uneori chiar roșcată, în care se observă cu ochiul liber fenocristale de dimensiuni milimetrice de piroxeni. Este o piatră de pavaj de calitate superioară.

La microscop prezintă o structură porfirică, textură fluidală, cu masa fundamentală pilotaxitică, tipic bazaltică (pl. IV, fig. 15). În tabelul nr. 5 prezentăm compoziția mineralogică procentuală și dimensiunile fenocristalelor.

Tabelul nr. 5

Compoziția mineralogică procentuală și dimensiunea fenocristalelor

Minerale	Compoziție %	Dimensiuni mm
Plagioclazi	0,1 — 0,3	1,39 × 0,93 — 0,43 × 0,22
Biotit	0,3 — 0,0	
Hornblendă	1,0 — 5,0	
Piroxeni	7,9 — 8,0	0,35 × 0,14 — 1,00 × 0,18
Pastă	86,7 — 90,6	

Augistul, sub formă de fenocristale prismatice foarte scurte, formează de obicei aglomerări (pl. IV, fig. 15). Adesea sînt maclate după (100) și

corodate de pasta rocii. Hipersten'l de asemenea formează cristale idiomorfe; clinozoizitul se observă în cantitate mică. Are unghi de extincție $c : Ng = 23-24°$. Uneori prezintă structură zonară.

Se observă prezența unor cristale mari de biotit, în care în secțiunile bazale apar incluziunile de rutil (sagenit). Au margini neregulate și uneori sînt înconjurate de cristale idiomorfe de augit, iar alteori puternic alterate, fiind ciuruite de plagioclazi și de cuarț.

Plagioclazul de obicei este transformat în sericit și caolin. Prezintă un nucleu corodat, înconjurat de o zonă proaspătă bazică (pl. II, fig. 9).

Hornblenda este complet descompusă. Fierul eliberat din aceste minerale s-a împrăștiat în toată roca, împrumutîndu-i o culoare roșie foarte caracteristică. În pasta rocii se observă sticlă de culoare brună, cu cristalite de rutil (pl. VI, fig. 22). Și în aceste roci se observă vacuole umplute cu tridimit.

Masa fundamentală pilotaxitică este formată din plagioclazi prismatici, orientați în direcția de curgere, asociați cu fragmente de minerale melanocrate.

6. *Bazaltele* reprezintă rocile cele mai bazice din regiunea studiată. Ele sînt răspîndite în carierele de la Malnaș I și Fîntîna Rece.

Macroscopic sînt roci de culoare cenușie-închis, pînă la neagră, foarte compacte. Interesante sînt bazaltele „pătate" pe care le-am întîlnit în carierele de la Malnaș I și Fîntîna Rece. Macroscopic, acestea sînt de culoare cenușie, cu pete cenușii-închis sau negre care la prima vedere par a fi rezultatul fenomenului „Sonnenbrenner". Totuși, la o observare mai atentă pe teren, constatăm că acest tip de bazalt se află totdeauna la limita dintre cele două tipuri de roci din care este compus. Astfel, atît în cariera Malnaș I cît și la Fîntîna Rece , ele au în bază un bazalt, iar în acoperiș o rocă de culoare cenușie-deschis ca și petele din roca intermediară. Aici este vorba probabil de o superpoziție de două erupții de lave care s-au revărsat la suprafață la un interval de timp foarte scurt. Cele două feluri de lave s-au consolidat înainte de a se fi putut amesteca complet.

La microscop, bazaltele prezintă structură porfirică, textură fluidală, masa fundamentală pilotaxitică fiind formată din cristale prismatice

Tabelul nr. 6

Compoziția mineralogică modală și dimensiunea fenocristalelor

Minerale	Compoziție %	Dimensiuni mm
Plagioclazi	0,33	0,41 × 0,39 — 0,52 × 0,19
Piroxeni	2,31	0,36 × 0,15 — 0,90 × 0,18
Biotit	1,76	2,71 × 0,90 — 0,51 × 0,43
Pastă	94,92	

de plagioclazi, hornblendă și granule de magnetită. Rezultatul global al măsurătorilor planimetrice și dimensiunile mineralelor sînt date în tabelul nr. 6.

Plagioclazul numai foarte rar formează fenocristale, cu habitus tabular sau prismatic. Sînt cristale de compoziția bytownitului, maclate după legea Albitului.

Indivizii cu structură zonară au un număr mic de zone și sînt lipsiți de recurențe. Au compoziția labradorului bazic și bytownitului. Sînt alterați pe direcția de clivaj.

Augitul se prezintă sub formă de prisme foarte scurte, de obicei asociate. Unghiul de extincție = 39°. Adesea este maclat după fața (100), uneori zonat, compus din 2—3 zone (pl. IV, fig. 17). Foarte rar, pe lîngă augit se mai observă și prezența hiperstenului (pl. IV, fig. 16). Uneori aceștia sînt complet bastitizați. Lava nu a fost suficient de bazică pentru a se putea forma și olivină.

Unele bazalte conțin și biotit, ca fenocristale de dimensiuni mari, aproape total transformate în clorit și mineral opac. De obicei are contur neregulat, pleocroism vizibil sau mascat prin formarea cloritului.

În ascensiunea lor, bazaltele au străbătut prin roci acide. Biotitul este uneori total silicifiat.

Majoritatea bazaltelor din regiune conțin granule porfirice de plagioclazi zonați, care fiind mai acizi decît bazaltul, au intrat în reacție cu acesta. Vacuolele bazaltului sînt umplute fie numai cu tridimit (pl. VI, fig. 24), fie cu augit, magnetit și tridimit (pl. VI, fig. 25). Adesea, în jurul unor granule de cuarț se formează minerale collomorfe (opal), care prin pierderea apei au cristalizat, formînd cristale radiare (calcedonie).

Ca minerale accesorii, aceste roci conțin cristale de apatit idiomorf.

7. *Dioritele* în regiunea cercetată de noi nu apar la zi. Ele însă au fost identificate în enclavele din andezite, care în timpul ascensiunii lavei au fost smulse și aduse la suprafață din părțile mai adînci ale scoarței. Aceste enclave constituie mărturia existenței corpurilor dioritice, consolidate în adîncime. Acțiunea eroziunii fiind foarte puțin avansată în această regiune, corpurile dioritice nu au putut ajunge la suprafață, ele au rămas acoperite de formațiunile efuzive.

La microscop, dioritele prezintă structură granulară, holocristalină și textură masivă, hipidiomorfă. Pe baza mineralelor constituente am distins un diorit normal, alcătuit din hornblendă și biotit, a căror compoziție ca și dimensiuni sînt redate în tabelul nr. 7.

Tabelul nr. 7

Compoziția mineralogică și dimensiunile mineralelor

Minerale	Compoziție %	Dimensiuni mm
Plagioclazi	65—75	2,9 × 0,9 — 1,0 × 0,3
Hornblendă	25—35	5,5 × 0,8 — 2,5 × 0,5

Plagioclazii formează cristale cu contururi corodate și început de retopire la margine, mai ales în contact cu roca-gazdă (pl. V, fig. 19). Maclele sînt formate din puțini indivizi. Conținutul în An al acestor plagioclazi este cuprins între 20 și 35%.

Hornblenda bazaltică prezintă contur idiomorf, cu margini opacitizate (pl. V, fig. 20). Are pleocroism intens : Ng = brun-gălbui, Np = galben-închis. c : $Ng = 7°$.

Într-o altă enclavă am întîlnit un diorit cu hornblendă și augit. În acest caz, hornblenda este complet transformată în opacit, se recunoaște numai după habitusul prismatic alungit. Augitul aflat în cantitate mai mică decît hornblenda formează cristale prismatice foarte scurte, aproape izometrice. Are margini ușor opacitizate.

Plagioclazii sînt maclați și ușor zonați. Au compoziție mai bazică decît dioritele precedente (43—66% An), fapt firesc deoarece aici apare și augitul. În figura 10 (pl. III), este reprezentat un astfel de feldspat zonat, precum și curba de variație a conținutului în An% al acestuia. Rezultă că după un nucleu bazic, conținutul în An descrește continuu spre marginea cristalului, acesta fiind total lipsit de recurențe.

După consolidare, rocile andezitice și bazaltice din regiunea studiată, au fost afectate de soluții postmagmatice care au dus la formarea unor minerale pe crăpăturile rocilor. Astfel am mai amintit cristalele de oligist formate pe crăpăturile rocii din cariera Carpitus I. Asemenea cristale de oligist au mai fost menționate în literatură în cuprinsul lanțului vulcanic în Munții Călimani și în muntele Cucu (Harghita).

Mai ținem să menționăm cristalele acicular-prismatice dispuse radiar sau cu aspect mamelonar, de aragonit, de culoare albă sau galbenă, observate în crăpăturile bazaltelor din cariera deschisă pe valea Gohan. Cu acestea se asociază uneori și formațiuni sferoidale alcătuite din pături concentrice de aragonit, ce alternează cu limonit (pl. VI, fig. 23).

Activitatea postmagmatică actuală în regiune se manifestă prin emanații mofetice (Tușnad-Băi) și prin izvoare de ape minerale termale, puternic bicarbonatate.

PROPRIETĂȚILE CHIMICE ALE ROCILOR ERUPTIVE DIN ÎMPREJURIMILE TUȘNADULUI

Asupra andezitelor de la Tușnad S. Varga (15) a executat o serie de analize chimice. Noi am reprodus unele dintre aceste analize (tabelul nr. 8), care se referă la rocile studiate de noi și le-am reprezentat în diagrame, fapt ce nu a fost făcut de autoarea citată. Din păcate însă nu dispunem de date de analiză chimică cu privire la rocile mai bazice din carierele sudice.

Probele analizate provin din următoarele locuri :

1. Andezit cu piroxeni, Bicsad.
2. Andezit cu piroxeni, malul stîng al Oltului.
3. Andezit cu piroxeni, Bicsad.
4. Andezit cu piroxeni, Piatra Șoimului.
5. Andezit cu hornblendă și biotit, N de Tușnad-Băi.
6. Andezit cu hornblendă și biotit,
7. Andezit cu hornblendă, Ciomadul-Mare, Tușnad.

8. Andezit cenuşiu, deschis, lacul Ana.
9. Andezit cenuşiu, Ciomadul-Mic, lacul Ana.
10. Andezit negru-cenuşiu, lacul Ana.

Din calculul valorilor lui Niggli (tabelul nr. 9) rezultă că magmele din care provin rocile studiate aparţin tipului normal dioritic şi cuarţ-

Tabelul nr. 8

Analiza chimică a andezitelor de la Tuşnad-Malnaş

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	56,38	59,42	60,07	60,69	62,50	62,72	63,02	64,31	66,05	67,11
TiO_2	0,88	0,50	0,57	0,59	0,57	0,49	0,27	0,76	1,01	0,54
Al_2O_3	16,88	16,60	16,07	16,27	18,32	17,93	16,50	17,41	15,00	15,37
FeO	0,23	2,91	0,20	0,81	0,27	0,38	2,06	1,68	3,05	1,28
Fe_2O_3	5,94	2,03	3,64	4,79	4,04	2,76	1,91	2,55	0,42	1,33
MnO	0,09	0,06	0,04	0,10	0,04	0,03	0,05	0,23	0,06	0,04
CaO	7,39	7,72	7,78	6,18	5,48	5,00	4,56	3,63	4,13	3,03
MgO	5,03	3,98	3,67	2,57	1,97	2,58	2,22	1,39	2,03	1,35
K_2O	3,49	2,63	1,95	2,75	2,25	2,85	4,32	3,10	4,41	5,00
Na_2O	3,87	4,02	4,39	3,35	4,12	4,23	3,31	3,96	2,93	3,42
P_2O_5	0,10	0,04	0,05	0,07	0,14	0,19	0,23	—	0,10	0,17
H_2O +	0,30	0,55	1,73	1,90	0,56	0,46	1,05	0,83	0,26	1,55
H_2O −	0,12	0,27	0,40	0,25	0,21	0,15	0,16	0,25	0,15	0,07
CO_2	0,07	—	0,04	0,01	0,02	0,13	0,07	—	0,28	—
Total	100,77	100,73	100,63	100,33	100,49	99,90	99,73	100,37	99,88	100,26

Tabelul nr. 9

Valorile Niggli, calculate din analizele chimice

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
si	156,7	167,7	190,7	221,7	223,8	229,5	230,8	251,4	263,8	286,7
ti	1,8	1,0	1,3	1,5	1,6	1,3	0,9	2,3	3,1	1,8
p	0,2	—	—	0,2	—	0,2	0,2	—	0,2	0,3
al	27,5	27,6	29,8	38,1	32,5	37,7	35,6	40,1	32,25	38,7
fm	34,0	28,3	26,7	21,9	29,2	22,3	23,7	21,8	22,78	15,39
c	22,0	23,3	26,2	20,9	21,0	19,1	17,8	15,3	17,5	13,8
alk	16,5	20,8	17,3	19,1	17,3	20,9	22,9	22,8	24,46	30,0
mg	0,97	0,71	0,96	0,92	0,77	0,63	0,50	0,38	0,52	0,48
c/fm	0,79	0,83	0,98	0,95	0,72	0,86	0,74	0,70	0,76	0,86
k	0,37	0,47	0,23	0,27	0,30	0,31	0,33	0,34	0,30	0,30
gz	−9,3	−15,5	+21,5	+45,3	+54,6	+62,7	−21,84	+60,2	−4,6	−10,76
Tipul magmatic	dioritic		cuarţdioritic							

dioritic, proiectîndu-se în secţiunea a V-a a tetraedrului de concentraţie a lui Niggli (fig. 1).

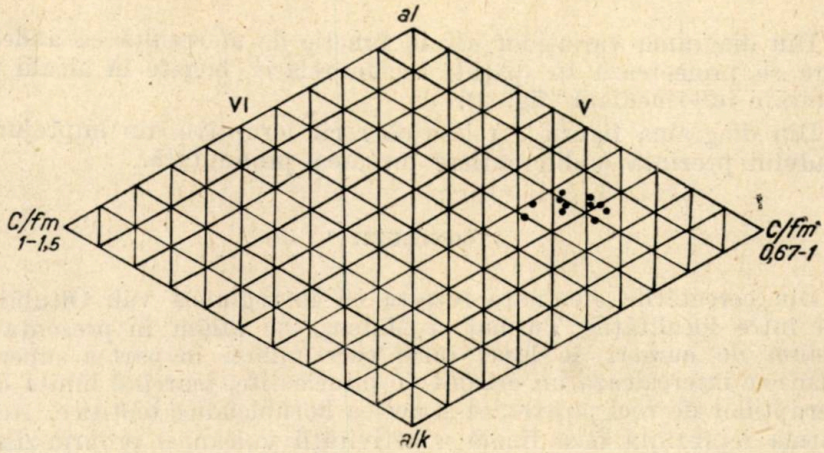


Fig. 1. — Reprezentarea rocilor eruptive din regiunea Tuşnadului pe tetraedrul de concentraţie al lui Niggli.

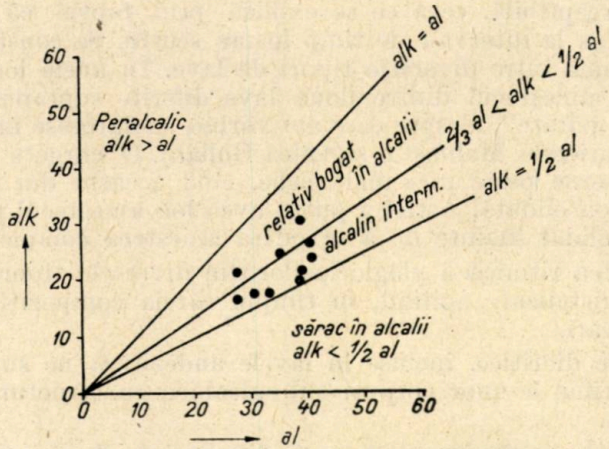


Fig. 2. — Variaţia lui *alk* în funcţie de *al*.

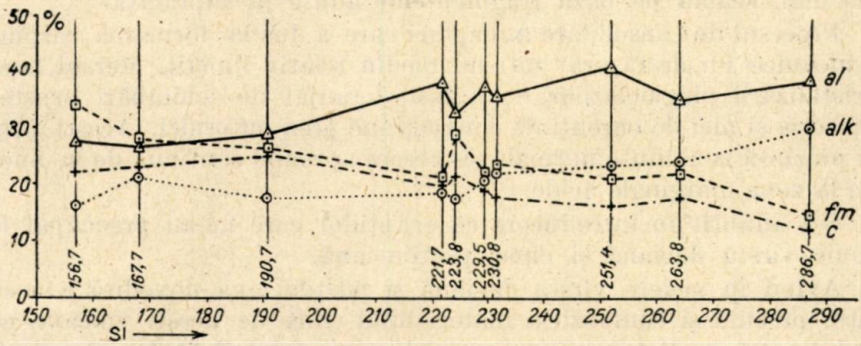


Fig. 3. — Diagrama de diferenţiere după metoda Niggli a rocilor eruptive de la Tuşnad—Bicsad.

Din diagrama variațiilor *alk* în funcție de *al* rezultă că andezitele noastre se proiectează în spațiile rocilor relativ bogate în alcalii și cu alcalinitate intermediară (fig. 2).

Din diagrama figurii 3 reiese că rocile eruptive din împrejurimile Tușnadului prezintă o diferențiere nu prea pronunțată.

CONCLUZII

Din cercetările efectuate rezultă că în regiunea văii Oltului, cuprinsă între localitățile Tușnad și Malnaș, ne aflăm în prezența unei succesiuni de curgeri de lave, între care numai în partea superioară (Tușnad) se intercalează un orizont de piroclastite, marcînd limita dintre faza erupțiilor de roci piroxenice și acelea hornblendice-biotitice. Acestea din urmă reprezintă faza finală a activității vulcanice propriu-zise din regiunea cercetată.

Trecerea de la lavele bazaltice la cele andezitice este foarte gradată aproape imperceptibilă, ceea ce se explică prin faptul că emiterea de lave s-a produs la intervale de timp foarte scurte. Se constată o trecere aproape continuă între diversele tipuri de lave. În unele locuri se poate observa chiar amestecul dintre două lave diferite suprapuse. Bazaltele și andezitele „pătate", despre care am vorbit, se datoresc unor asemenea amestecuri (carierele Malnaș I și valea Gohan). O curgere de lavă mai recentă se așterne peste una mai veche, cînd aceasta din urmă se află în stare semiconsolidată. Astfel a putut avea loc amestecul parțial al lor, dar s-au consolidat înainte de a se putea amesteca complet.

Zonalitatea ritmică a plagioclazilor din diversele tipuri de andezite ne indică o cristalizare agitată, în timpul căreia compoziția topiturii a suferit modificări.

Enclavele dioritice, incluse în lavele andezitice, ne sugerează existența în adîncime a unor corpuri subvulcanice cu structură holocristalină granulară.

Dioritul din adîncime este ușor diferențiat, după cum am putut să ne dăm seama pe baza fragmentelor aduse la suprafață.

Procesul de consolidare a magmei care a dus la formarea corpurilor subvulcanice s-a desfășurat într-un mediu relativ liniștit. Mersul normal al cristalizării plagioclazilor nu a fost deranjat de schimbări bruște de compoziție și nici de curenți de convecțiune prea puternici. Acești plagioclazi prezintă zonalitate normală și trecere aproape continuă de la nucleul bazic la zone marginale acide.

S-a amintit în introducere că erupțiilor care ne-au preocupat li se atribuie vîrstă daciană și chiar postdaciană.

Avînd în vedere vîrsta daciană și postdaciană dovedită a acestor erupții, precum și compoziția materialului emis de acești vulcani, complexul de roci studiate se poate paraleliza cu ciclul al IV-lea al erupțiilor din Munții Călimani, stabilit de Z. T ö r ö k (12).

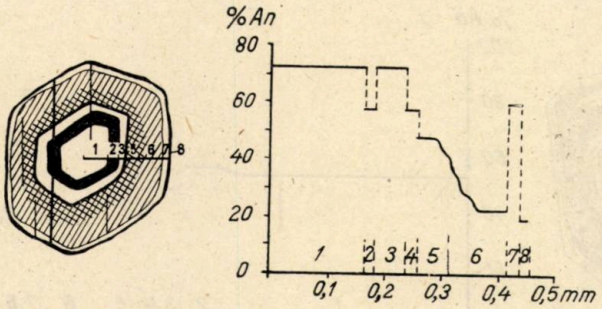


Fig. 4. — Diagrama de variație a conținutului în An al plagioclazului din andezitul cu hornblendă și biotit din Culmea Cetății.

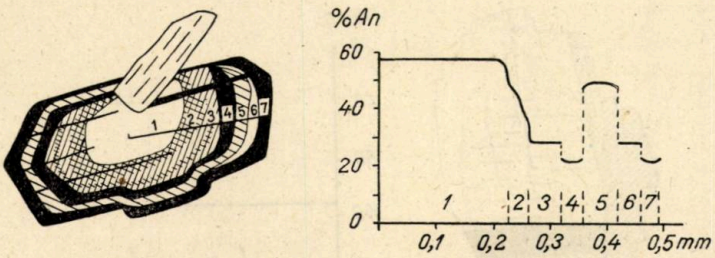


Fig. 5. — Fenocristal de plagioclaz zonat din andezitul cu hornblendă și biotit. Culmea Cetății, la N de Tușnad-Băi.

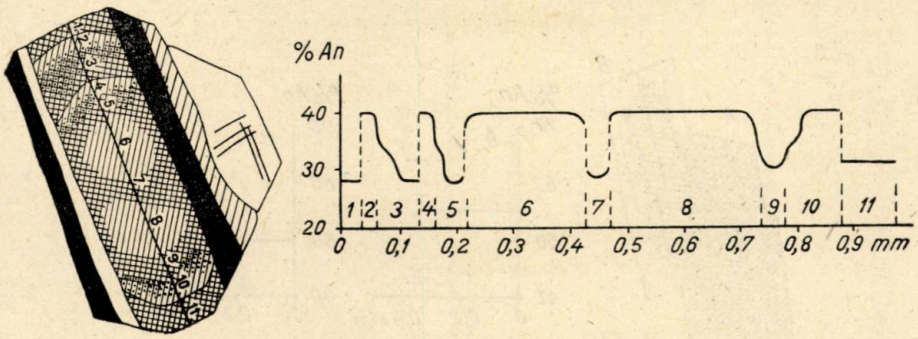


Fig. 6. — Diagrama de variație a conținutului în An% al unui fenocristal de plagioclaz din andezit cu hornblendă și biotit. Valea Benevize.

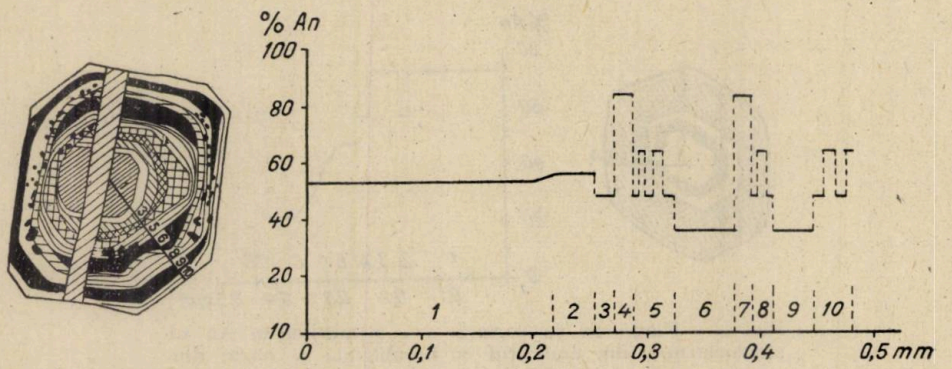


Fig. 7. — Fenocristal de plagioclaz zonat, cu recurenţe bazice din andezit cu hornblendă şi biotit. Tuşnad.

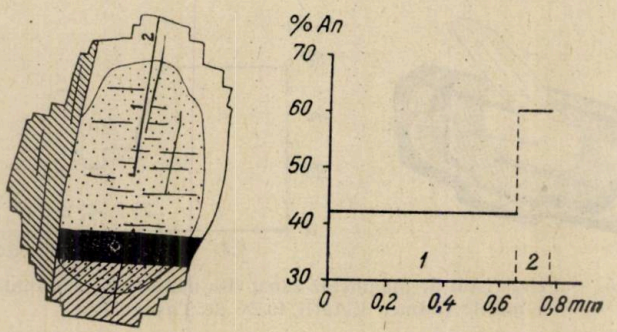


Fig. 8. — Curba de variaţie a compoziţiei plagioclazului din andezit bazaltoid. Bicsad.

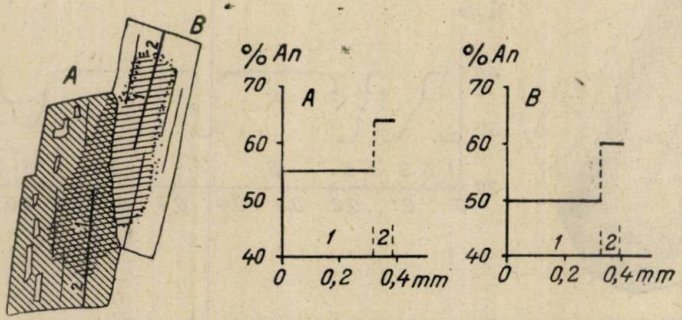


Fig. 9. — Plagioclaz corodat şi refăcut cu o zonă marginală bazică Andezit bazaltoid. Bicsad.

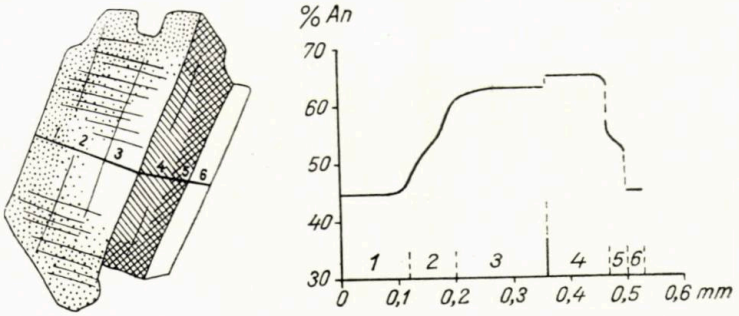


Fig. 10. — Plagioclaz cu contur rotunjit din enclava dioritică. Cariera Malnaș II.

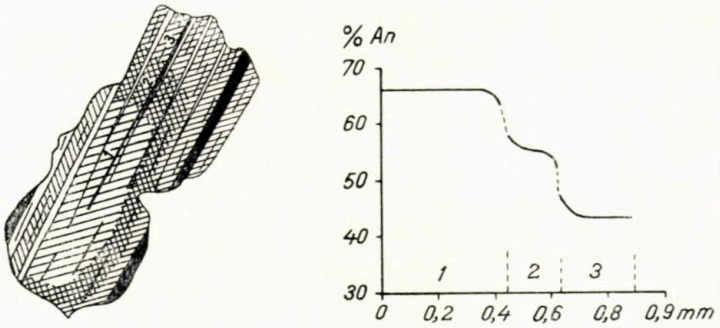


Fig. 11. — Variația compoziției plagioclazului dintr-o enclavă dioritică, Malnaș.

Fig. 12. — Structura andezitului cu hornblendă și biotit de la Culmea Cetății. Tușnad (nicoli + ; 20 ×).

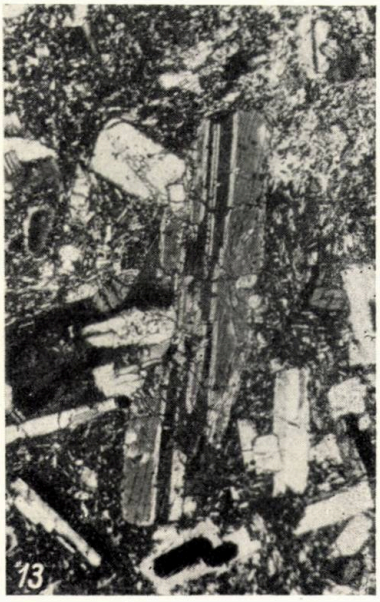


Fig. 13. — Maclă polisintetică de augit în andezit din cariera Carpitus II (nicoli + ; 45 ×).

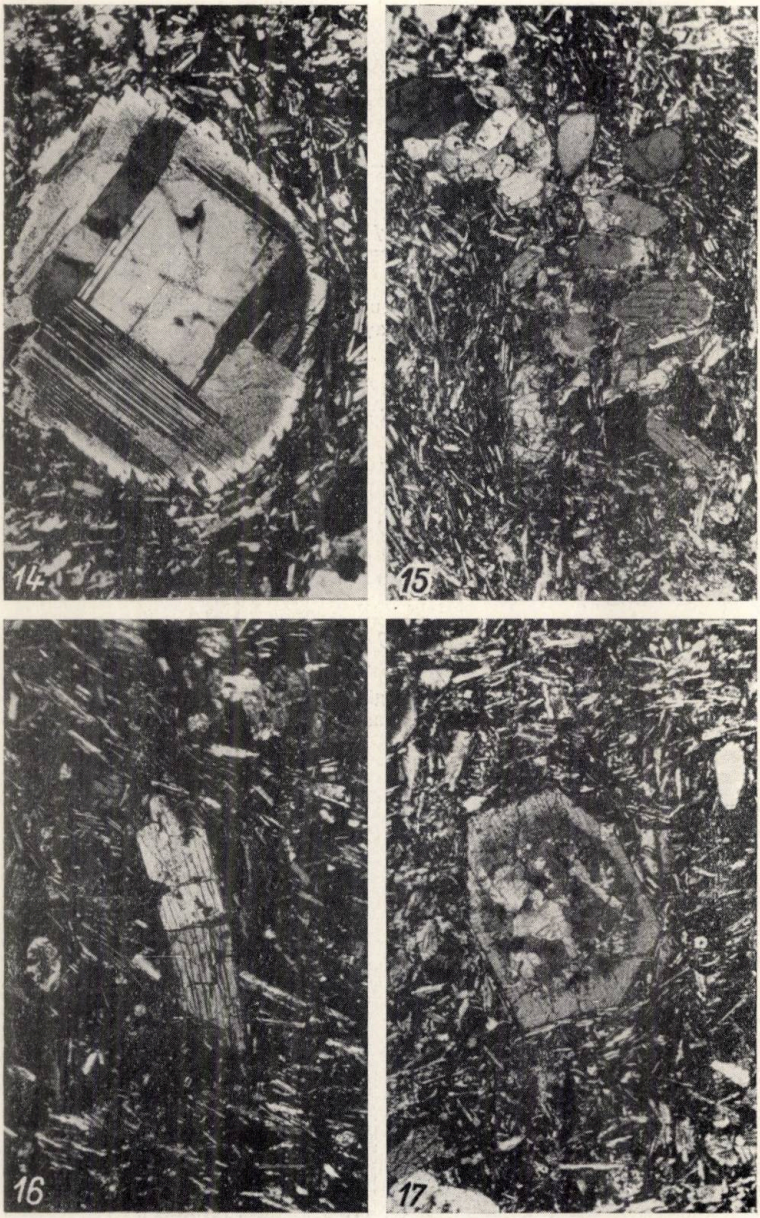


Fig. 14. — Plagioclaz rotunjit și refăcut cu o margine bazică în andezit bazaltoid. Cariera Carpitus I (nicoli + ; 45 ×).
Fig. 15. — Aglomerare de piroxeni în andezit bazaltoid. Cariera Malnaș II (nicoli + ; 45 ×).
Fig. 16. — Structura bazaltului din cariera Malnaș (Fîntîna Rece) (nicoli + ; 45 ×).
Fig. 17. — Augit zonat în bazalt. Malnaș (Fîntîna Rece) (nicoli + ; 45 ×).

Fig. 18. — Hipersten bastitizat. Cariera Malnaș (Fîntîna Rece) (nicoli + ; 45 ×).
Fig. 19. — Contactul dintre enclava dioritică și andezitul gazdă. Cariera Malnaș II (nicoli + ; 20 ×).
Fig. 20. — Hornblendă cu aureolă de opacit. Cariera Malnaș (Fîntîna Rece) (nicoli + ; 45 ×).
Fig. 21. — Structura dioritului din enclavă. Cariera Malnaș (Fîntîna Rece) (nicoli + ; 20 ×).

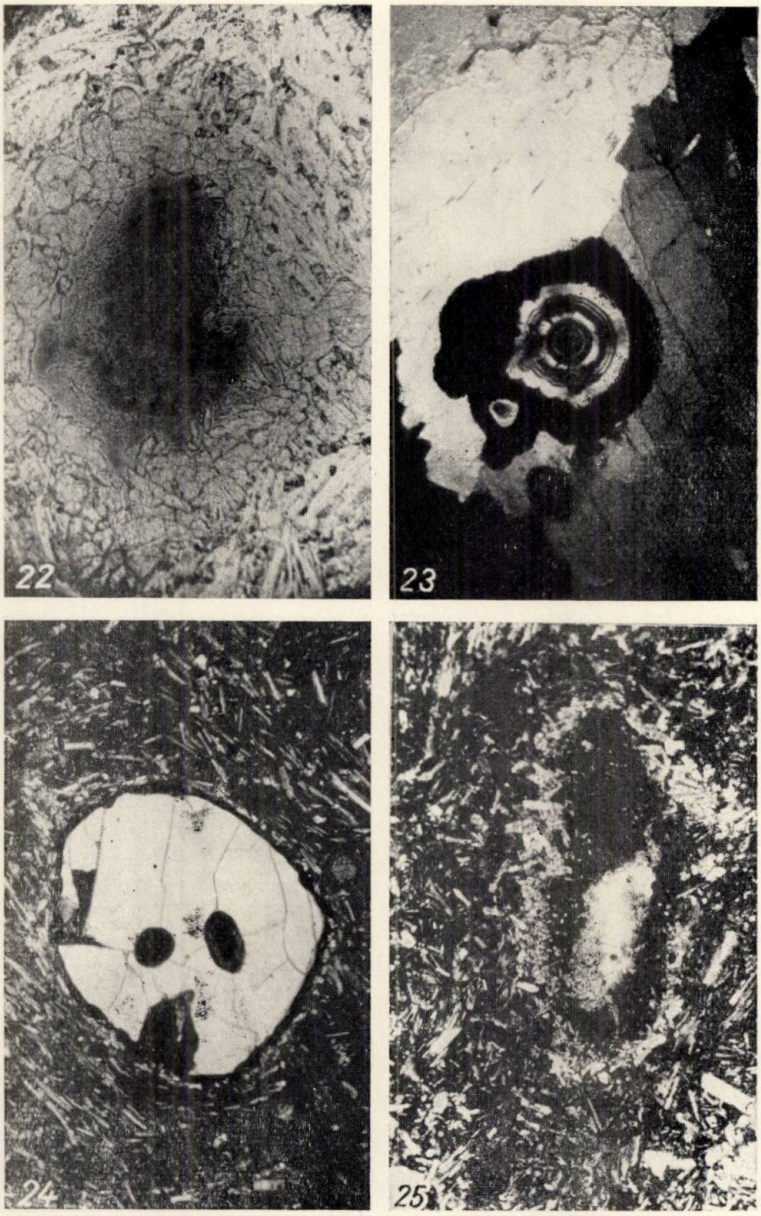


Fig. 22. — Incluziune de sticlă de culoare brună cu cristalite de rutil. Cariera Malnaș II (nicoli || ; 120 ×).

Fig. 23. — Aragonit cristalizat în golurile bazaltului. Formațiune sferoidală de aragonit, alternat cu pături concentrice de limonit. Cariera Malnaș (Fîntîna Rece) (nicoli + ; 20 ×).

Fig. 24. — Tridimit, umplînd vacuolele bazaltului. Cariera Malnaș (nicoli + ; 50 ×).

Fig. 25. — Vacuolă în bazalt, cu pereții căptușiți cu cristale mărunte de augit, apoi umpluți cu tridimit. Cariera Malnaș (nicoli + ; 45 ×).

ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ АНДЕЗИТОВЫХ ПОРОД В КАРЬЕРАХ ПО ДОЛИНЕ ОЛТА, МЕЖДУ ТУШНАДОМ И МАЛНАШЕМ

РЕЗЮМЕ

При петрографическом исследовании пород в карьерах, расположенных между курортами Тушнад и Малнаш, автор выделил следующие типы изверженных пород, образовавшиеся в результате вулканической деятельности на южной окраине горного массива Харгита:

1. Андезиты с роговой обманкой и биотитом;
2. Пемза;
3. Андезиты с роговой обманкой и пироксенами;
4. Андезиты с роговой обманкой и авгитом;
4. Андезито-базальты;
6. Базальты;
7. Диориты (в виде включений).

Постепенные переходы от базальтовых лав к андезитовым указывают на то, что излияния лав следовали через короткие промежутки. Местами наблюдается даже смешение двух различных, последовательно излившихся лав. Особое внимание уделяется определению плагиоклазов на Федоровском столике с применением новых высокотемпературных кривых (Каадена). Ритмическая зональность плагиоклазов в различных типах андезитов указывает на непостоянные условия, в которых протекал процесс кристаллизации, и на изменение состава расплава.

Диоритовые включения в лавах указывают на присутствие глубинных субвулканических тел, представленных породами с полнокристаллической структурой, слабо дифференцированных, консолидированных в спокойной среде, на что указывает нормальная структура плагиоклазов.

Вулканические извержения в пределах исследованного района дакийского и последакийского возрастов как в возрастном отношении, так и с точки зрения состава пород, могут быть поставлены в ряд с четвертым циклом извержений в горах Кэлиманъ.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис.1. — Изображение изверженных пород района Тушнад в тетраэдре концентрации Ниггли.

Рис. 2. — Зависимость колебаний *alk* от содержания *al*.

Рис. 3. — Диаграмма дифференциаций по методу Ниггли изверженных пород района Тушнад — Биксад.

Таблица I

Рис. 4. — Диаграмма изменения содержания An в плагиоклазе роговообманково-биотитового андезита и биотита, обнажающегося на возв. Четэций.

Рис. 5. — Фенокристалл зонального плагиоклаза в андезите с роговой обманкой и биотитом. Возв. Четэций, севернее курорта Тушнад.

Рис. 6. — Диаграмма изменения содержания An в фенокристалле плагиоклаза андезита с роговой обманкой и биотитом . Долина Берневизе.

Таблица II

Рис. 7. — Фенокристалл зонального плагиоклаза в андезите с роговой обманкой и биотитом. Тушнад.

Рис. 8. — Кривая изменения состава плагиоклаза в андезито-базальте. Биксад.

Рис. 9. — Разъеденный и восстановленный плагиоклаз с периферийной основной зоной Андезито-базальт. Биксад.

Таблица III

Рис. 10. — Плагиоклаз с округлыми очертаниями в диорите. Карьер Малнаш II.

Рис. 11. — Изменение состава плагиоклаза в диоритовом включении. Малнаш.

Рис. 12. — Структура андезита с роговой обманкой и биотитом в местности возв. Четэций. Карьер Тушнад II (ник. + ; 20 ×).

Рис. 13. — Полисинтетический двойник авгита в андезите. Карьер Карпитус II (ник. + ; 45 ×).

Таблица IV

Рис. 14. — Плагиоклаз округлых очертаний с основной периферийной зоной в андезито-базальте. Карьер Карпитус I (ник. +; 45 ×).

Рис. 15. — Скопление кристаллов пироксена в андезито-базальте. Карьер; Малнаш II (ник. + ; × 45).

Рис. 16. — Структура базальта. Карьер Малнаш (Фынтынэ Рече) (ник.+ ;45 ×)

Рис. 17. — Зонированный авгит в базальте. Малнаш (Фынтынэ Рече) (ник.+ 45 ×).

Таблица V

Рис. 18. — Баститизированный гиперстэн. Карьер Малнаш (Фынтынэ Рече (ник. + ; 45 ×).

Рис. 19. — Контакт между диоритовым включением и включающим его андезитом. Карьер Малнаш II (ник. + ; 20 ×)

Рис. 20. — Роговая обманка с опацитовым орголом. Карьер Малнаш (Фынтынэ Рече) (ник. + ; 20 ×).

Рис. 21. — Структура диоритового включения. Карьер Малнаш (Фынтынэ Рече) (ник. + ; 20 ×).

Таблица VI

Рис. 22. — Включение бурого стекла с кристаллитами рутила. Карьер Малнаш II (ник. || ; 120 ×).

Рис. 23. — Арагонит, выкристаллизовавшийся в полостях базальта. Сферолитовая формация арагонита с перемежающимися концентрическими слоями лимонита. Карьер Малнаш (Фынтынэ Рече) (ник. + ; 20 ×).

Рис. 24. — Тридимит, заполняющий ячейки в базальте. Карьер Малнаш (ник. + ; 50 ×).

Рис. 25. — Ячейка в базальте со стенками, обросшими мелкими кристаллами авгита, а затем выполненная тридимитом. Карьер Малнаш (ник. + ; 45 ×).

ÉTUDE PÉTROGRAPHIQUE DES ROCHES ANDÉSITIQUES DES CARRIÈRES DE LA VALLÉE DE L'OLT, ENTRE TUŞNAD ET MALNAŞ

RÉSUMÉ

Les recherches pétrographiques de l'auteur sur les carrières situées entre Tuşnad-Băi et Malnaş, on mis en évidence les types suivants de roches éruptives provenues par suite de l'activité volcanique manifestée dans l'extrémité méridionale du massif de Hărghita :

1. Andésites à hornblende et biotite ;
2. pierre ponce ;
3. andésites à hornblende et pyroxènes ;
4. andésites à hypersthène et augite ;
5. andésites basaltiques ;
6. basaltes ;
7. diorites (dans des enclaves).

La transition tout à fait graduelle des laves basaltiques aux laves andésitiques montre que les émissions de laves se sont succédées à de très brefs intervalles de temps. On observe même, quelquefois, un mélange de deux laves différentes superposées. L'auteur a accordé une attention particulière à la détermination des plagioclases au moyen de la table de Fédorov, en utilisant les nouvelles courbes pour les températures élevées (V. Kaaden). La zonalité rythmique des plagioclases dans les divers types d'andésites indique une cristallisation agitée, au cours de laquelle la composition de la lave a subi des modifications.

Les enclaves dioritiques se trouvant dans les laves prouvent l'existence dans la profondeur de corps subvolcaniques, constitués par des roches à structure holocristalline, légèrement différenciée, consolidées dans un milieu tranquille, comme le prouve la cristallisation normale des plagioclases.

Les éruptions volcaniques de la région, auxquelles on attribue l'âge dacien et post-dacien, peuvent être comparées selon le critère de l'âge et de la composition des matériaux émis, avec le IVe cycle éruptif des monts Căliman.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Représentation des roches éruptives de la région de Tuşnad sur le tétraèdre de concentration de Niggli.

Fig. 2. — Variation de *alk* en fonction de *al*.

Fig. 3. — Diagramme de différenciation, suivant la méthode de Niggli, des roches éruptives de Tuşnad—Bicsad.

Planche I

Fig. 4. — Diagramme de variation de la teneur en *An* des plagioclases dans l'andésite à hornblende de biotite du sommet de Culmea Cetății.

Fig. 5. — Phénocristal de plagioclase zoné dans l'andésite à hornblende et biotite. Culmea Cetății au N de Tușnad-Băi.

Fig. 6. — Diagramme de variation de la teneur en An d'un phénocristal de plagioclases dans l'andésite à hornblende et biotite. Vallée de Benevize.

Planche II

Fig. 7. — Phénocristal de plagioclase zoné, à récurrences basiques dans l'andésite à hornblende et biotite. Tușnad.

Fig. 8. — Courbe de variation de la composition du plagioclase dans l'andésite basaltoïde. Bicsad.

Fig. 9. — Plagioclase corrodé et complété avec une zone marginale basique. Andésite basaltoïde. Bicsad.

Planche III

Fig. 1. — Plagioclase à contour arrondi dans une enclave dioritique. Carrière Malnaș II

Fig. 11. — Variation de la composition du plagioclase dans une enclave dioritique Malnaș.

Fig. 12. — Structure de l'andésite à hornblende et biotite de Culmea Cetății. Tușnad II (nicols + ; 20 ×).

Fig. 13. — Macle polysynthétique d'augite dans l'andésite de la carrière Carpitus II (nicols + ; 45 ×).

Planche IV

Fig. 14. — Plagioclase arrondi et reconstitué avec un bord basique dans l'andésite basaltique. Carrière Carpitus I (nicols + ; 45 ×).

Fig. 15. — Agglomération de pyroxènes dans une andésite basaltoïde. Carrière Malnaș II (nicols + ; 45 ×).

Fig. 16. — Structure du basalte dans la carrière Malnaș (Fîntîna Rece) (nicols + ; 45 ×).

Fig. 17. — Augite zoné dans un basalte. Malnaș (Fîntîna Rece) (nicols + ; 45 ×).

Planche V

Fig. 18. — Hypersthène bastitisé. Carrière Malnaș (Fîntîna Rece) (nicols + ; 45 ×).

Fig. 19. — Contact entre l'enclave dioritique et l'andésite encaissante. Carrière Malnaș II (nicols + ; 20 ×).

Fig. 20. — Hornblende à auréole d'opacite. Carrière Malnaș (Fîntîna Rece) (nicols + ; 45 ×).

Fig. 21. — Structure de la diorite dans l'enclave. Carrière Malnaș (Fîntîna Rece) (nicols + ; 20 ×).

Planche VI

Fig. 22. — Inclusion de verre de couleur brune à cristallites de rutile. Carrière Malnaș II (nicols || ; 120 ×).

Fig. 23. — Aragonite cristallisée dans les espaces vides du basalte. Formation sphérolitique d'aragonite, alternant avec des couches concentriques de limonite. Carrière Malnaș (Fîntîna Rece) (nicols + ; 20 ×).

Fig. 24. — Tridymite remplissant les vacuoles du basalte. Carrière Malnaș (nicols + ; 50 ×).

Fig. 25. — Vacuole dans le basalte, à parois tapissées de menus cristaux d'augite, et remplies ensuite de tridymite. Carrière Malnaș (nicols + ; 45 ×).

BIBLIOGRAFIE

1. HAUER F. u. STACHE G., *Geologie Siebenbürgens*, Viena, 1863.
2. HERBICH F., *Das Széklerland*, Mittel. aus d. Jahrh. d. ung. Geol. Anst., 1878.
3. HERMANN M., *Tusnádi közetek optikai vizsgálata*, Földtani Közlöny, 1950, **LXXX**, *1—3*.
4. HERMANN M. és VARGA S., *Tusnád Környéki andezitek*, Földtani Közlöny, 1950, **LXXX**, *1—3*.
5. HERMANN M., *Pseudobsookitos andezit Bicsadról (Sepsibükszád)*, Földtani Közlöny, 1950, **LXXX**, *10—12*.
6. JUGOVICS L., *A Torjai Büdöshegy vulkánológiai viszonyai*, Magy. Áll. Földt. Int. évi. Jel. 1941—1942, 1950, **II**.
7. KOCH A., *Die Tertiärbildungen des Beckens der siebenbürgischen Landesteile II. Neogen*, Budapesta, 1900.
8. PASCU R., *Carierele şi apele minerale din jud. Trei Scaune*, Publ. Inst. geol. Rom., 1927, **VI**, *6*.
9. — *Carierele şi apele minerale din jud. Ciuc*, Publ. Inst. geol. Rom., 1927, **VI**. *8*.
10. SLĂVOACĂ D. şi AVRAMESCU C., *Observaţii geologice, litologice şi hidrogeologice în masivul Sf. Ana (Munţii Bodocului)*, Comunicările Acad. R.P.R., 1956, **VI**, *3*.
11. SZÁDECZKY I., *Munţii vulcanici Harghita—Călimani*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1930, **XVI** (1927—1928).
12. SZŐKE AMALIA, *Studiu asupra plagioclazilor din masivul subvulcanic de la Toroiaga, Baia-Borşa*, Stud. şi cercet. geol., 1960, **V**, *1*.
13. TÖRÖK Z., *A Kelemen — havasokból valamit a Görgényi-Hargita vulkáni lánc területén található fiatal eruptivium geológiai kutatásának módszertani kérdései*, An. festiv. al Univ. „Bolyai" 1945—1955, Cluj, 1956.
14. TRÖGER E. E., *Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale*, Stuttgart 1952.
15. VARGA S., *Andezitelemzések a Hargita hegységből és a Kelemen-havasokból*, Magy. Áll. Földt. Int. évi. jel. 1943, **II**.

CERCETĂRI GEOLOGICE ÎN REGIUNEA LUNCOIUL-DE-JOS

DE

MIRCEA TRIFULESCU

Comunicare prezentată de academician M. SAVUL în ședința din 12 iunie 1962

INTRODUCERE

Lucrarea de față reprezintă o sinteză asupra observațiilor geologice efectuate în regiunea Luncoiul-de-Jos, situată la SV de orașul Brad, în partea de vest a Munților Metaliferi.

Limita nordică trece pe la sud de Brad, prin Dealul Racovei, pînă la bifurcația superioară a pîrîului din Valea Lungă. Limita vestică și cea sudică trec prin vîrfurile : Cărpenișul, Budul, Cișul, Păginelul, Manii, Dealul Mare și Muncelul, iar la est—șoseaua Brad—Deva.

Relieful regiunii este relativ colinar, fiind intens denudat de rețeaua hidrografică a pîrîului Luncoiul, care se varsă în Crișul Alb, lîngă Brad. De remarcat sînt fazele de activare a rețelei hidrografice datorită mișcărilor epirogenetice cuaternare, care au dus la formarea a trei terase. Terasa întîi (T_1) apare în bazinul superior al văii Șasa, redusă ca suprafață, în timp ce terasa a doua (T_2) este mai întinsă (2—2,5 km), în versanții văii Scroafa și pe boturile de deal dintre această vale și Valea Lungă.

Primele date asupra regiunii Luncoiul-de-Jos au fost furnizate de G. Primics (16), în 1878, prin identificarea diabazelor și melafirelor din fundament și prin separarea depozitelor jurasice din Dealul Mare. El a atribuit orizontul bazal de „calcare conglomeratice" oxfordianului superior, apoi calcarele masive — kimmeridgianului, iar calcarele coraligene — portlandianului.

În 1902, K. Papp (15), cercetînd regiunea Visca — Brad, susține că erupțiile bazice au durat din triasic pînă în cretacicul inferior. În Dealul Mare și Dealul Racovei, identifică numeroase fosile jurasice.

A. Lackner, în 1904 (10), susține că diabazele au fost puse în loc în triasic, pe cînd gabbrourile și melafirele apar în jurasic, iar porfirele cuarțifere și granodioritele în cretacic.

În 1931, în studiul asupra evoluției geologice a Romîniei, în cretacic, G. Macovei și I. Athanasiu (11) consideră că erupția rocilor bazice din Munții Metaliferi și din Masivul Drocea a fost strîns legată de existența „geosinclinalului Mureșului" în mezozoic.

La sud de Brad, în botul de deal de la NE de confluența pîrîului Luncoiul cu pîrîul Ruda, Mircea Ilie (8), în 1939, constată prezența formei *Achanthoceras rotomagense*, care indică cenomianul.

M. Socolescu și T. P. Ghițulescu (18) citează un complex melafiric în bază (nediferențiat), care la NV, în valea Cărpenișului este străbătut de porfirite. La nord, delimitează depozitele bazinului Brad în care indică succesiunea alcătuită din calcare jurasice superioare, conglomerate, gresii și marne apțiene, urmate de senonian, și, către Brad, a nord de valea Izvoarelor menționează o bandă de depozite miocene, acoperită de un orizont atribuit pliocenului. În partea de S, delimitează cîteva calote de calcare jurasice, acoperite pe margini de o cuvertură de conglomerate cretacice medii.

D. Iacob (7), în 1953, în afară de o delimitare incertă a depozitelor mezozoice așezate peste melafire, identifică porfirele cuarțifere din Dealul Cărpenișului și atribuie miocenului pietrișurile și nisipurile din versantul vestic al văii Luncoiului.

În 1956, Luca Vasilescu[1], cercetînd regiunea de la est de linia Brad — Deva, constată un fundament bazic, străpuns de numeroase erupții andezitice și dacitice.

Mircea Ilie (9), în 1957, într-o sinteză asupra Munților Apuseni, sistematizează datele anterioare. Depozitele mezozoice din partea de sud a regiunii cercetate de noi le încadrează în sinclinalul Vălișoara — Cărmăzinești, iar conglomeratele roșcate din jurul calotelor jurasice, care sînt evidente pe cumpăna apelor dintre bazinele Crișului Alb și Mureșului, atribuite aptianului de T. P. Ghițulescu și M. Socolescu, le consideră acvitaniene. În aceeași lucrare, autorul arată că erupțiile neogene s-au produs pe direcții preferențiale, însă se referă la regiunea de la est de șoseaua Brad — Deva, întrucît o socotește limita vestică a Munților Metaliferi, regiunea Luncoiului intrînd în Masivul Drocea.

Tot în 1957, Gr. Cioflica, O. Romanescu și M. Trifulescu[2] cercetează regiunile Visca — Furcșoara — Luncoiul-de-Jos. Rezultatele geologice și petrografice sînt descrise în prezenta lucrare.

---

[1] Luca Vasilescu, *Raport geologic asupra regiunii dintre valea Crișului Alb și valea Ruda — vîrful Barza*, 1956 (manuscris).

[2] Gr. Cioflica, O. Romanescu și M. Trifulescu, *Raport asupra cercetărilor din partea de vest a Munților Metaliferi (Visca—Furcșoara — Luncoiul-de-Jos)*, 1957, (manuscris).

DESCRIEREA GEOLOGICĂ ȘI PETROGRAFICĂ A FORMAȚIUNILOR GEOLOGICE

Regiunea Luncoiul-de-Jos este constituită preponderent dintr-o succesiune de roci magmatice cantonate cu începere din triasic și încheindu-se în miocen. Depozite sedimentare situate la nord, în bazinul Bradului și la sud, în „sinclinalul Vălișoara — Cărmăzinești" (9), apar în jurasicul superior și alternează cu ciclurile magmatice, terminîndu-se în neogen, prin exondarea regiunii.

FORMAȚIUNILE MAGMATICE

Regiunea cercetată face parte dintr-o zonă de orogen, care a culminat cu formarea catenei alpine, afectată fiind, în special, în mezozoic și cainozoic, de importante fenomene magmatice.

Este cunoscut că în „geosinclinalul Mureșului" (11), au fost cantonate imense cantități de magme simatice. Diferențierile produse în evoluția magmatismului, care a alimentat erupțiile mezozoice și neogene, s-au conjugat cu asimilările de sial (1), impuse probabil de orogeneza kimmerică nouă și în continuare de orogeneza austrică, astfel încît de la magmele bazice ale triasicului și jurasicului se trece în cretacic la magme acide, pînă la orogeneza laramică. După o perioadă de relativă liniște în paleogen, activitatea magmatică reîncepe în miocen, prin efuziuni de magme neutre pînă la slab acide, ca efecte ale orogenezei pireneene.

Întîlnim deci patru cicluri magmatice, al căror rezultat este formarea unor roci diferite între ele prin compoziția chimico-mineralogică și prin vîrsta punerii lor în loc, dar care au o notă comună — consangvinitatea caracteristică provinciei petrografice calco-sodice (pacifice), săracă în alcalii. Ciclurile magmatice sînt reprezentate prin : complexul ofiolitic, riolitele de Cărpeniș, banatitele de Cîrja și complexul eruptiv neogen.

A. COMPLEXUL OFIOLITIC

Fundamentul regiunii apare în special pe văi, unde eroziunea a pătruns pînă la nivele mai profunde. El este alcătuit din roci bazice — predominant efusive — situate peste șisturi cristaline și suportă jaspurile și calcarele jurasice superioare, fiind străbătute de riolite, banatite, andezite și dacite.

Pentru faptul că rocile acestui complex au fost puse în loc înaintea orogenezei kimmerice noi, compoziția lor mineralogică indicînd roci bazice asemănătoare ca vîrstă și condiții de punere în loc, asemenea cu erupțiile bazice din geosinclinalele lanțului alpin din Europa, readoptăm termenul de „ofiolite" dat de B. von Cotta (3) și acceptat de majoritatea cercetătorilor (Mircea Ilie, T. P. Ghițulescu, M. So-

colescu și V. C. Papiu). Aceeași nomenclatură este utilizată și de H. Savu[1], în studiul ofiolitelor din Masivul Drocea, încadrînd astfel totalitatea rocilor bazice din triasic și jurasic sub denumirea de „complexul de Roșia-Nouă", care este echivalentul relativ al rocilor din fundamentul regiunii Luncoiul-de-Jos. De aceea, totalitatea rocilor bazice antekimmerice vor fi descrise în cadrul complexului ofiolitic.

După compoziția și structura lor, aceste roci pot fi grupate în două mari tipuri : *dolerite* și *bazalte* cu diverse variații în gradul lor de cristalizare. Denumiri de acest fel au fost utilizate de Dan Giușcă și Gr. Cioflica (5) în lucrarea privind regiunea Ciungani — Căzănești.

În literatura geologică, rocile care constituie obiectul studiului nostru sînt descrise sub denumirea de „diabaze" și „melafire" (8), (12), (15), (16), corespondenții etimologici paleovulcanici ai doleritelor și bazaltelor.

1. *Doleritele.* Sînt roci bazice care — în raza perimetrului cercetat — au o extindere mai mică decît bazaltele și au fost identificate în zonele în care tectonica, urmată de eroziune, a scos la zi faciesul hipoabisic al acestor curgeri și insinuări de magme simatice.

În complexul ofiolitic se disting dolerite tipice (ofite propriu-zise) (Δ_0), cu o compoziție mineralogică alcătuită din plagioclaz sub formă de prisme relativ idiomorfe și echigranulare, dispuse în rețea ofitică, ale cărei interstiții sînt ocupate de cristale mari de piroxen. Ele apar numai în valea Lupului (afluent stîng al văii Morii) și în valea Cărpenișului (pl. I, fig. 12).

Mai frecvente sînt doleritele cu structură porfirică (Δ_π) în care se observă două generații de cristale. O primă generație este reprezentată de fenocristalele idiomorfe de labrador — bitownit — rareori anortit, cu 54—70% An, lungi de 2—3 mm și cu grosimi de 0,09—0,5 mm, maclate după legile : Albit, Albit — Karlsbad și Periclin, zonate. Nucleul este labradoric, iar învelișul extern este bitownitic. Fenocristalele de augit, cu contur octaedric sau prismatic, sînt uneori maclate și prezintă un relief ridicat, mai ales pe direcțiile de clivaj. A doua generație de cristale o reprezintă microlitele de bitownit, dispuse în rețea ofitică, ale căror interstiții sînt ocupate tot de cristalele de augit, dar de dimensiuni submilimetrice, adesea cloritizate. Pe lîngă plagioclaz și piroxen, mai apar cristale de magnetit și pirită, fin diseminate între microlite pînă la 5%.

Doleritele porfirice au structură microporfirică, în general, iar masa microlitelor este dispusă ofitic. Textura este masivă. Asemenea dolerite porfirice sînt frecvente în Valea Rea, în zona izvoarelor pîrîului Luncoiul, apoi în valea Lupului, ca și în văile : Șasa, Cărpenișului și Valea Lungă. Ele reprezintă un facies de tranziție gradată între ofite și bazalte.

2. *Bazaltele.* Al doilea tip de roci din complexul ofiolitic, cu o foarte mare dezvoltare însă, îl reprezintă bazaltele. Ele constituie echivalentul așa-ziselor „melafire", sub care denumire sînt cunoscute, atît în lucrările

[1] H. Savu, *Corpul gabbroic de la Almășel și contribuții la cunoașterea chimismului și petrogeneza ofiolitelor din Masivul Drocea*, Comunicare susținută la ședința din martie 1958, Com. geol.

lui G. Primics, M. Socolescu şi T. P. Ghiţulescu cît şi în ale lui D. Iacob şi Mircea Ilie, toate efuziunile bazice puse în loc în mezozoic, în „geosinclinalul Mureşului" şi în alte regiuni din ţară.

În funcţie de proporţiile recristalizării pastei, ca şi de textura lor, am separat următoarele varietăţi de bazalte :

a. *Bazaltele porfirice* (β_π). Apar la zi în valea Morii, Valea Rece, valea Luncoiului, valea Lacului, valea Gujii şi în valea Buţului, însoţind doleritele porfirice, cu care se aseamănă în ceea ce priveşte culoarea. Au structură hipocristalină intersertală şi textură masivă. Fenocristalele de labrador — bitownit (cu 47—70% An), în proporţie de 10—40%, cu lungimi de la 0,5 la 1,5 mm şi grosimi de 0,01—0,07 mm, împreună cu cristalele de augit sînt în proporţie de 60—80%, iar restul (circa 5%) reprezintă sticlă bazică. Caracteristic pentru aceste bazalte este modul de aşezare divergent a microlitelor. Prezenţa sticlei denotă că recristalizarea s-a produs incomplet, ceea ce situează bazaltele porfirice la varietăţile de tranziţie de la faciesul holocristalin (doleritele), la faciesul hialin (bazaltele vitroase) (pl. I, fig. 13).

b. *Bazaltele vitroase* (β_v). Sînt roci destul de răspîndite, avînd de obicei culoare neagră, alteori verzuie, compacte, spărtură aşchioasă şi apar în bazinele unor afluenţi ca : Valea Mare, văile Scroafei, Gujii, Buţului şi Valea Lungă. Ele se prezintă sub formă de curgeri orientate NV—SE, cu căderi spre NE sau SV. Sînt alcătuite din fenocristale idiomorfe de labrador (cu 50—55% An), în proporţie de 20—40%, cu lungimi de 1,5—2,5 mm şi grosimi de 1—2 mm (pl. I, fig. 14 şi 15). Augitul este frecvent sub formă de cristale cu contur octaedric (în secţiuni după (001)) sau prismatice (în secţiuni după (100) sau (010)). Microlitele sînt rareori prezente, masa rocii fiind formată din sticlă (în proporţie de 50—70%), cu slabe tendinţe de devitrificare, ceea ce denotă o răcire lentă a lavelor extrem de fluide. În proporţie de 3—4% apar cristale cubice de magnetit, uneori şi pirită, diseminate în masa rocii. Aceste bazalte au textură fluidală şi structură vitrofirică.

În versantul estic al văii Gujii, în Dealul Scroafei, ca şi în valea Morii, apar curgeri de bazalte vitroase cu forme relativ elipsoidale de pilow-lavă. Acestea reprezintă rezultatul consolidării magmei bazaltice în condiţii submarine (13), (16), (17). Bazaltele vitroase, puse în loc în condiţii subaeriene şi răcite subit, se desagregă sub formă de coji sferoidale, care, prin alteraţie superficială, devin roşcate şi se desprind unele de altele, lăsînd impresia falsă de pilow-lava.

c. *Bazaltele amigdaloide* (β_a). În Valea Rece, Valea Mare, ca şi în văile : Cîrcii, Berbecului, Şasei, Cepturului, Lacului, Mărului şi Cărpenişului, există o varietate de bazalte verzi sau negre-verzui, în care sînt presărate o mulţime de puncte de diferite mărimi, cu culoare albă, roşie sau verzuie-cenuşie. Fenocristalele de labrador-bitownit (58—65% An) sînt în proporţie de circa 10%, cu lungimi de 0,5—3 mm şi grosimi de 0,5—1 mm.

Augitul reprezintă 5—10%, avînd dimensiuni de 1—1,5 mm. Masa fundamentală a rocii este adesea vitroasă, alteori hipocristalină (porfirică, mai rar ofitică), frecvent amigdaloidă şi cu textură vacuolară.

Caracteristica rocii o formează numeroasele cavităţi, aproximativ sferico-amigdaloide, umplute cu calcit, calcedonie, clorit sau zeoliţi (pl. II, fig. 16), care ajung pînă la 1 cm în diametru. În bazaltele din valea Lacului cavităţile conţin uneori numai calcedonie şi calcit sau calcedonie şi zeoliţi, alteori calcedonie, calcit şi zeoliţi, cu sau fără clorit.

Calcedonia formează pe pereţii vacuolei o crustă subţire, străbătută de filonaşe de calcit care se leagă cu masa de calcit din interior. Un filonaş de zeoliţi străpunge atît crusta de calcedonie, cît şi calcitul şi formează un nucleu zeolitic în centrul amigdalei. Aceste relaţii demonstrează succesiunea injecţiilor de soluţii, care nu este aceeaşi în toate vacuolele. Cert este că prima generaţie o formează soluţiile din care a cristalizat calcedonia. Amigdalele reprezintă 10—30% din masa rocii. Prin alteraţie superficială, capătă o culoare roşcată, iar conţinutul acestor amigdale se dizolvă parţial sau total şi roca recapătă aspectul iniţial vacuolar-scoriaceu. Aceste bazalte reprezintă faciesurile marginale ale curgerilor de lave bogate în gaze, care au suferit o degazeifiere rapidă.

d. *Bazalte cu enclave* (β_{en}). În bazinul pîrîului Budul, în valea Scridinesei şi Valea Dosului, precum şi în dealurile dintre pîrîul Scroafei şi Valea Lungă, apar roci bazaltice, care cuprind în masa lor componenţi eterogeni, reprezentaţi prin diverse varietăţi de bazalte şi dolerite preexistente.

Lavele, care prin consolidare au dat naştere masei fundamentale a rocii, sînt bazalte amigdaloide; ele diferă de cele descrise mai sus doar prin marea cantitate de zeoliţi. Amigdalele dau rocii o culoare verde-neagră şi un aspect extrem de pigmentat datorită punctelor roşii. Componenţii eterogeni sînt blocuri cu mărimi variabile, de la 5 pînă la 20 cm şi chiar 35 cm în diametru. Fragmentele mai mici sînt relativ rotunjite, cele mari rămîn însă colţuroase. După compoziţia lor mineralogică, reiese că enclavele sînt brecii rupte din pereţii fracturii pe care a migrat magma în timpul erupţiei.

Asemenea roci au luat naştere în fazele de paroxism ale vulcanilor bazici mezozoici, cînd au fost puse în loc lavele bazaltice, bogate în gaze.

La est de vîrful Căprarul, spre valea Luncoiului, apar numai două orizonturi mari de lave cu enclave, dar în bazinul Budului apar zece orizonturi asemănătoare, separate între ele prin curgeri subţiri de bazalte vitroase (fig. 1 şi 11, porfilele I, II, V).

e. *Tufurile bazaltice* (θ_b). În Dealul Scroafei şi sub terasele din versantul sudic al văii cu acelaşi nume, apar însemnate depozite de piroclastite bazice fine, orientate N 73°V/60—70° SV, care rareori cad şi spre NE, intercalate în creasta Dealului Scroafei cu bazalte vitroase (sub formă de pilow-lava şi bazalte amigdaloide) (fig. 11, profilul IV).

Sînt roci masive, cu structură vitroclastică, alcătuite din sticlă vulcanică, în care sînt prinse numeroase fragmente de augit şi plagio-

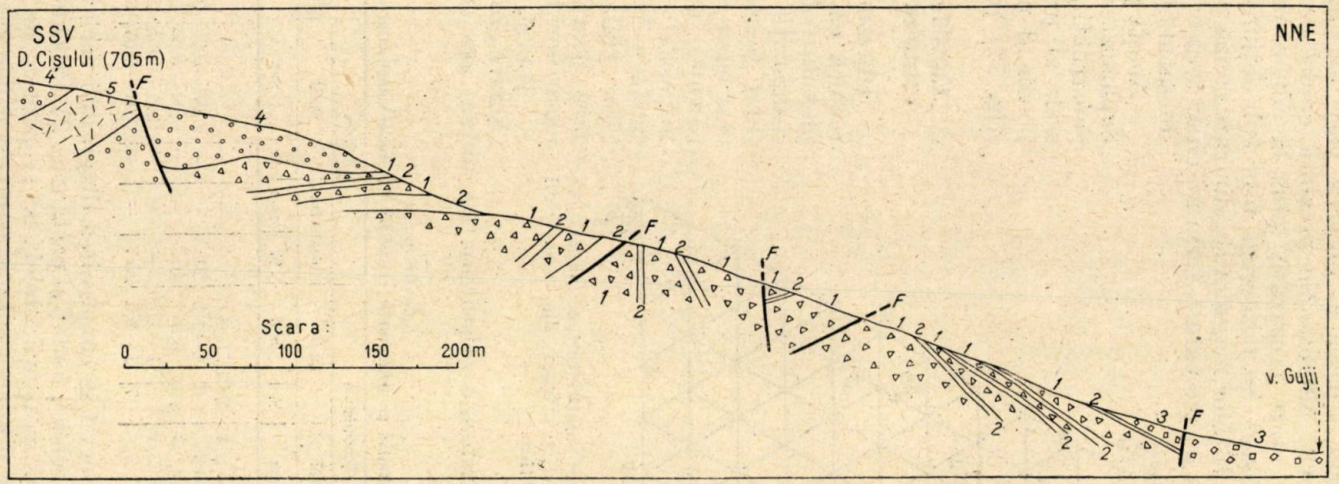


Fig. 1. — Profil în Valea Dosului.

Legenda. *1*, Bazalte cu enclave; *2*, bazalte vitroase; *3*, brecii andezitice; *4*, aglomerate andezitice; *5*, andezite cu homblendă.

claz, dispuse neorientat. Adesea se observă plaje de limonit şi granule xenomorfe de magnetit. Microscopic prezintă culori de la verde-pal şi textură compactă (în stare proaspătă) pînă la albe-cenuşii sau cenuşii-roşcate (în stare alterată). Se dezagregă uşor sub acţiunea apelor superficiale şi mai ales a soluţiilor magmatice, din care cauză pîraiele au săpat albii adînci şi largi în aceste tufuri, formînd chiar terase mari, ca acelea din satul Stejărel (fig. 10).

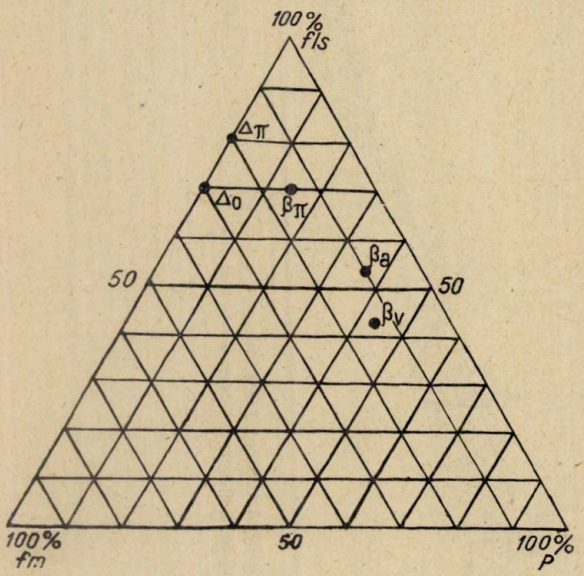


Fig. 2. — Diagrama variaţiei conţinuturilor modale ale componenţilor femici, felsici şi pastei din complexul ofiolitic.

Aceste piroclastite sînt exploatate ca material de construcţii, în versantul estic al primului afluent nordic al pîrîului Scroafei (fig. 11, profilul V).

Consideraţii asupra complexului ofiolitic

Din studiul mineralogic rezultă că termenii complexului ofiolitic prezintă compoziţii asemănătoare, fiind formaţi din plagioclaz bazic (labrador — bitownit), augit, magnetit, minerale secundare, cu pastă — în cazul faciesurilor tipic efusive — sau fără pastă — în cazul faciesurilor hipoabisice.

Totuşi, raporturile cantitative dintre componenţii mineralogici şi dimensiunile cristalelor lor diferă, aşa cum rezultă din tabelul nr. 1.

Tabelul nr. 1

Raporturile cantitative şi dimensiunile cristalelor din rocile complexului ofiolitic

Roca	Fenocristale				Microlite				Magnetit-pirită %	Minerale secundare %	Pastă %
	plagioclaz		augit		plagioclaz		augit				
	%	mm	%	mm	%	mm	%	mm			
Dolerit ofitic	70	3—3,5	28	1,5—3	—	—	—	—	2	0—10	—
Dolerit porfiric	25	1—3	6	1—1,5	50	—	—	0,05—0,5	3—5	0—15	—
Bazalt porfiric	25	0,5—1,5	13	0,3	40	—	—	0,01—0,05	2—6	0—25	0—5
Bazalt vitros	30	1,5—2,5	9	1—1,5	2—5	—	—	0,01—0,05	2—3	5—20	0—65
Bazalt amigdaloid	21	0,5—3	7	1—1,5	25	—	—	0,01—0,07	3—4	20—30	0—40

Aceste date au servit la construirea diagramei variaţiei conţinutului modal în componenţi felsici, femici şi pastă (fig. 2). Procentele de magnetit au fost adăugate la componenţii femici, iar procentele de minerale secundare au fost împărţite proporţional atît componenţilor felsici, cît şi femici.

Se observă astfel că, în general, rocile acestui complex se plasează în jumătatea superioară a triunghiului, indicînd preponderența mineralelor felsice (42—80%), în raport cu cele femice (10—30%). Din această cauză, rocile au culori puțin închise (verde-cenușiu, rar verde-negru).

În raportul dintre cristale și pastă, doleritele ($\Delta_o + \Delta_\pi$) se situează pe latura „fm — fls" fiind lipsite de sticlă, în timp ce bazaltele (β_π, β_v, β_a), pe măsură ce devin mai vitroase, cristalinitatea scade pînă aproape de 50% din rocă, în favoarea pastei, predominînd, în ultimul caz, culoarea neagră. Devitrificarea a dus deci la creșterea vertiginoasă a conținutului felsic (80%).

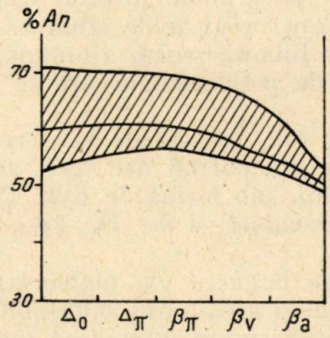


Fig. 3. — Diagrama variației conținutului în anortit din rocile complexului ofiolitic.

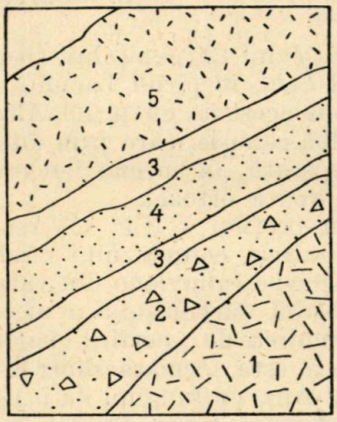


Fig. 4. — Schema succesiunii stratovulcanilor din complexul ofiolitic.

1. β_π; *2*. β_{en}; *3*. β_v; *4*. β_a; *5*. θ_b.

În diagrama variației conținutului de anortit (fig. 3), valorile (de pe ordonată), în funcție de varietățile petrografice descrise, dau o curbă continuă descendentă, plecînd de la 60% An și ajungînd la 52% An. Tot astfel limitele domeniului de variabilitate sînt mai largi la β_π și mai restrînse spre β_a, ceea ce demonstrează procesul larg de diferențiere a magmei ofiolitice, de la bazic spre slab acid.

Microlitele s-au format dintr-un reziduu mai acid și au un conținut de 50—55% An.

După cum reiese și din descrierea anterioară, complexul ofiolitic este alcătuit preponderent din curgeri întinse de lave bazaltice, însoțite într-o proporție subordonată de produse piroclastice (tufuri).

Studiul stratigrafic al acestor varietăți de produse vulcanice indică o succesiune de lave și piroclastite, caracteristică stratovulcanilor (fig. 4).

Denudarea intensă, alterația superficială și acoperișul de lave și piroclastite al complexului neogen nu permit însă identificarea aparatelor vulcanice. Din profilul prezentat în figura 1, se remarcă o alternanță de lave bazaltice cu enclave, cu bazalte vitroase sub formă de curgeri subțiri. În Dealul Scroafei, succesiunea are în bază curgeri de bazalte cu

enclave (brecii), care suportă bazalte vitroase și bazalte amigdaloide, apoi din nou bazalte vitroase, acoperite de un orizont gros de tufuri, avînd în general orientarea NV—SE, cu înclinări spre SV (în Dealul Scroafei) și NE (în valea Butului).

B. RIOLITELE DE CĂRPENIȘ

În Dealul Cărpenișului, situat în partea de NNV a regiunii, la SV de vîrful Șeia, în pîrîul Lacului (afluent superior al pîrîului Gujii și la confluența acestuia cu pîrîul Altoiului), apar roci acide efuzive. Au culoarea albă-cenușie, care prin alterație se limonitizează, ajungînd relativ cenușie-roșcată, în special fenocristalele de plagioclaz, la care se adaugă culoarea roz a ortozei.

Din profilul I (fig. 11) rezultă că sînt curgeri de lave revărsate peste bazaltele complexului ofiolitic sau străbătînd atît seria acestora, cît și jaspurile calloviene din valea Lacului, sub formă de dyk. Prezența lor în Dealul Cărpenișului a mai fost semnalată și de D. Iacob (7) sub denumirea de „porfire cuarțifere".

Roca este formată dintr-o masă de baghete de plagioclaz sodic (5—10% An), cu lungimi de 0,1—0,2 mm și grosimi de 0,05—0,07 mm, dispuse divergent sau fluidal, prinse într-o pastă vulcanică (10—30% din rocă). Împlîntate în masa de microlite (30—50%), apar fenocristale de ortoză (28—40%), parțial sericitizate și slab limonitizate, cu lungimi de 1—1,5 mm și grosimi de 0,6 mm, cu habitus prismatic (010) ori (100), sau în secțiuni bazale (001), maclate după legea Karlsbad. Se întîlnesc de asemenea fenocristale de albit (7% An) și oligoclaz (13% An), maclate polisintetic sau după legea Albit—Periclin. Se mai găsesc granule intens corodate de cuarț (10—35%), cu diametrul de 0,2—3 mm, alteori cu contururi idiomorfe, fiind observabile și microscopic. Structura rocii este porfirică și textura masivă, uneori fluidală.

Riolitele de Cărpeniș au fost puse în loc posterior sedimentării calcarelor jurasice, deci în timpul orogenezei kimmerice noi, dar înaintea sedimentării depozitelor cretatice medii (13).

C. BANATITELE DE CÎRJA

În versantul sudic al Văii Mari, începînd din Dealul Cîrja și îngustîndu-se spre vest, traversează văile Lazul Ighii și Titirezului, cu corp acid intrusiv, pe o suprafață de circa 1—1,5 km^2, aliniat fiind pe direcția E—V și cu căderea de circa 70° spre sud, care nu este menționat pe hărțile anterioare.

El străbate complexul ofiolitic, dar este acoperit la sud de depozite însemnate de tufuri și aglomerate andezitice, precum și de pietrișurile neogene. La est de Dealul Cîrja nu se mai poate urmări fiind complet acoperit de aglomeratele din „Podele".

La nord-vest de regiunea cercetată de noi și la sud de Vața, apar diorite cuarțifere. Ele străbat depozitele senoniene (18), fapt ce demonstrează că atît microdioritele, cît și granodioritele interceptate de noi aparțin ciclului banatitic.

După caracterele petrografice, rezultă că în corpul banatitic din Dealul Cîrja, există următoarele tipuri de roci:

1. *Granodioritele.* Partea principală a corpului banatitelor este alcătuită din granodiorite (fig. 10 și 11, profilele III și V), bine dezvoltate în valea Lazul Ighii, îngustîndu-se spre vest. Roca are culoare albă-cenușie, cu o tentă gălbuie-portocalie, datorită procesului de alterare a sulfurilor pe care le conține.

Mineralogic, acest granodiorit este compus din plagioclaz (40% din masa rocii), maclat după legile Albit, Albit—Karlsbad și Albit—Periclin cu 0—15% An, intens sericitizat și cu dimensiuni de 1,5—5 mm lungime și 0,7—1,5 mm grosime (pl. II, fig. 19).

Cristalele de ortoză sînt idiomorfe, reprezentînd 16% din masa rocii și au ca dimensiuni 2—4 mm lungime și 0,6—1 mm lățime, fiind adesea sericitizate. Printre cristalele de feldspat (56%), apar și granule de cuarț (30%), cu contururi corodate, cu diametrul de 1—3,5 mm, apoi biotit (4%), cu lungimi pînă la 0,8 mm, cuburi de pirită (1—2%) și minerale secundare (sericit, clorit, epidot, limonit = 8%). În afară de pirită și cristale de calcopirită se mai observă și galenă. Roca are structură hipidiomorfă și textură masivă.

2. *Microdioritele cuarțifere.* Partea de nord a corpului banatitic este alcătuită din microdiorite cuarțifere, dezvoltate mai mult spre vest. Roca prezintă o orientare, încît se desprinde sub formă de plăci vinete-cenușii (fig. 10 și 11, profilul III).

Cristalele prismatice de plagioclaz, dispuse divergent, se observă și microscopic, cu lungimea de 1,5—2 mm și grosimea de 0,4 mm, fiind maclate adesea după legile Albit și Albit—Karlsbad. Sînt însă și cristale mai mari și cu caractere de fenocristale, cu lungimi de 2—3 mm și grosimi de 0,7—1 mm, maclate și după legea Albit—Periclin, avînd un conținut de 30—40% An. Cristalele de feldspat formează 70% din masa rocii. Mai apar cristale corodate de cuarț (6%), care au rareori diametrul de 1,5 mm, și lamele de biotit (6%), cu lungimi pînă la 1 mm. Feldspatul este puțin sericitizat sau epidotizat, iar biotitul este intens cloritizat. Roca are structură holocristalin-porfirică și textură masivă (pl. III, fig. 20).

D. COMPLEXUL ERUPTIV NEOGEN

În țara noastră, după faza orogenetică pireneană (15), activitatea magmatică reîncepe în miocen printr-un vulcanism de proporții foarte mari, care a avut ca efect instalarea unor însemnate depozite de vulcanite, modificînd — prin prezența lor — alcătuirea geologică a scoarței preexistente în Munții Apuseni.

Lucrările anterioare, referitoare la constituția geologică a Munților Apuseni, menționează ca fiind prezente în raza comunei Luncoiul-de-Jos

numai „diabaze", „melafire" (10), (12), (13), (16), (17), sau „complexul melafirelor" (8); în vîrful Cărpenișului sînt citate „porfire cuarțifere" (7) și în valea Cărpenișului porfirite (18). Rocile care aparțin eruptivului neogen nefiind citate.

Cercetările noastre au identificat pentru prima dată o gamă de erupții neogene, reprezentată prin roci care aparțin fazei I-a de erupții, situată în mediteranul II (18), și fazei a II-a, din sarmațianul inferior, încît peste ambele repauzează depozite sedimentare neogene, mai tinere,

Faza I-a: andezitele

Erupțiile din faza I-a, reprezentate în regiune prin andezite (corpuri, curgeri, filoane, dykuri și piroclastite), predomină spațial aria de răspîndire la zi a celorlalte roci, alcătuind în special crestele dealurilor.

Din raporturile de erupție și din compoziția lor mineralogică, am identificat următoarele varietăți de andezite :

1. *Andezitele cu hornblendă* (α_1). Primul paroxism vulcanic din regiune se încheie cu punerea în loc a andezitelor cu hornblendă ce apar sub formă de curgeri și corpuri în Dealul Cișului, vîrful Budul, valea Cărpenișului, în botul de deal dintre Valea Lungă și valea Luncoiului, la sud de acesta. Au culoarea cenușie, alteori devine neagră. Textura și structura variază ; corpurile din valea Luncoiului și din Dealul Cișului au structură pilotaxitică și textură fluidală ; pe cînd în celelalte puncte citate, reprezintă curgeri de lave andezitice, cu structură hialopilitică și textură masivă (pl. III, fig. 21).

Fenocristalele de andezin din probele recoltate din corpuri sînt mai sodice (30—32% An) decît acelea din lave (45—48% An). Cristalele de plagioclaz sînt frecvent idiomorfe și intens dezvoltate (2—5 mm lungime și 0,1—0,5 mm grosime), maclate polisintetic sau după legea Albit—Periclin. Hornblenda (10—18%) bazaltică se prezintă sub formă de fenocristale lungi de 0,2—1,8 mm, în grosime de 0,1—0,7 mm, fiind uneori slab cloritizată și limonitizată marginal.

Microlitele sînt de plagioclaz, variind cantitativ între 5 și 60%, cu un conținut de 48—50% An. Pasta este puțin dezvoltată în andezitele pilotaxitice (5—10%), dar abundentă în andezitele hialopilitice (50—65%) (pl. III, fig. 21).

Structura pilotaxitică, frecventă în corpurile andezitice, indică o răcire mai lentă decît în cazul andezitelor cu structură hialopilitică. T. Barth (1) susține că prezența amfibolilor și a plagioclazilor mai sodici indică o topitură provenită dintr-o magmă simatică, în care au fost digerate părți din sial.

2. *Andezitele cu hornblendă și biotit* (α_2). În valea Cărpenișului, la 600 m amunte de la confluența cu brațul drept al Văii Lungi, apare un dyk de andezite cu biotit, gros de circa 100 m, de culoare cenușie-brunăpal, în care se observă clar fenocristalele de plagioclaz și biotit. La microscop apar 10—15% fenocristale de andezin (cu 35% An), asociat cu rare cristale de oligoclaz (20—25% An), maclate după legile Albit și Albit—Karlsbad, zonate (cu nucleul mai acid și învelișul mai bazic)

intens sericitizate, cu dimensiuni de 1,7 mm lungime și 0,6 mm lățime, uneori zdrobite.

Mineralele femice — hornblenda și biotitul — sînt în proporție de 6—10%. Hornblenda apare sub formă de prisme adesea strivite, brune uneori cloritizate, alteori cu contururi perfect hexagonale. Lamelele de biotit sînt de diferite mărimi de 0,6—1,2 mm lungime și 0,4 mm lățime.

Microlitele sînt alcătuite din baghete mici de plagioclaz (5—10%) și rare cristale prismatice de apatit sau granule de magnetit uneori idiomorfe, adesea xenomorfe. Dintre mineralele secundare apar : cloritul prin alterarea mineralelor femice, sericitul din alterarea feldspaților și limonitul prin hidratarea atît a componenților melanocrați, cît și a magnetitului. Pasta reprezintă 30—70%.

Andezitele cu biotit mai apar și în blocurile din breciile andezitice din valea Fărcășelului și afluentul său — pîrîul Șaitii, dar biotitul este însoțit de hornblendă bazaltică și hornblendă comună. Prezența hornblendei verzi și a biotitului indică o magmă bazică, al cărei chimism s-a schimbat în timpul asimilărilor, mărindu-și astfel și cantitatea de H_2O (1). Roca are structură hialopilitică și textură masivă.

3. *Andezitele cuarțifere* (α_3). Apar — sub formă de filoane sau dykuri, de 5 și 150 mm grosime — în văile : Morii, Lazul Ighii și Titirezului, orientate pe direcția generală NV—SE și înclinate de obicei spre sud. În bazinul Cepturului (pe văile : Oanei, Rîpa Mare și Vorța) și în valea Izvoarelor, andezitele cuarțifere sînt orientate tot NV — SE (fig. 10 și 11, profilele III, IV și V).

Culoarea lor este cenușie, uneori slab roșcată și la microscop cuarțul apare individualizat, în asociații cu multe cristale de feldspat, sub formă de pete albe, pe fondul cenușiu în care mai apar și prisme de hornblendă. Fenocristalele de plagioclaz, cu 32—34% An, sînt în proporție de 20,98% din rocă, avînd lungimi de 2—5 mm și grosimi de 0,7—1 mm, maclate polisintetic sau după legile Albit—Karlsbad și Albit—Periclin. Componenții femici reprezintă 6—10%, predominînd biotitul și hornblenda bazaltică.

Lamelele de biotit cu clivaj perfect după (001) și imperfect după (100) au lungimi de 0,5—1,8 mm și lățimi de 0,2—0,5 mm, capete zimțate și pleocroism intens, fiind adesea puternic cloritizate. Cuarțul (5—10%), de 2,5 mm lungime și 1 mm grosime, este rareori idiomorf, prezentînd frecvent contururi profund corodate, incluziuni solide și săruri de incluziuni gazoase. Uneori se insinuează în granulele de feldspat sau le înconjură, indicînd cristalizarea lui posterioară plagioclazului (pl. III, fig. 23).

Roca mai are 58% pastă slab devitrificată, în care se întîlnesc microlite de plagioclaz (6%), neorientat, cu lungimi de 0,08—0,2 mm și grosimi de 0,04 mm, apoi granule allotriomorfe de magnetit (2%). Mineralele femice sînt adesea cloritizate și limonitizate, iar plagioclazii sînt caolinizați în aureola cuarțului. Structura este hialopilitică și textura masivă.

Prezența cuarțului arată creșterea acidității magmei apropiindu-se de dacite. Andezitele cuarțifere străbat bazaltele, andezitele cu hornblendă

și aglomeratele andezitice preexistente, fiind deci mai noi decît acestea, dar mai vechi decît andezitele cu hornblendă și augit și andezitele cu augit.

4. *Andezitele cu hornblendă și augit* (α_4). În valea Izvoarelor și la sud de confluența acesteia cu valea Luncoiului, apar curgeri de andezite, de culoare verde sau verde-cenușie din cauza cloritizării componenților femici.

Fenocristalele de plagioclaz (10—20%), cu lungimi de 0,4—1,8 mm și grosimi de 0,2—0,4 mm, au un conținut de 40—50% An, tinzînd la o trecere de la andezin spre labrador, frecvent idiomorfe, zonate și maclate după legile Albit, Albit—Karlsbad și Albit—Periclin. Hornblenda (4—15%) apare în cristale de 0,5—6 mm lungime și 0,2—0,77 mm grosime, atît varietatea comună, cît și aceea bazaltică. Augitul (3—10%) este panallotriomorf, adesea cu contururi zdrobite, cu lungimi de 0,2—1,2 mm și grosimi de 0,2—0,7 mm.

Microlitele (5—6%), cu lungimi de 0,08—0,1 mm și grosimi de 0,02 mm, sînt alcătuite din plagioclaz, fiind neorientat răspîndite în sticla slab devitrificată. Dintre mineralele accesorii apar cristale panallotriomorfe de magnetit și apatit (2—5%), cu dimensiuni reduse (0,16—0,48 mm).

Răcirea magmei fiind pronunțată, conținutul de sticlă din rocă este mare (40%) fapt pus în evidență prin structura hialopilitică și textura masivă (pl. IV, fig. 24).

Apariția augitului, ca și conținutul ridicat în anortit al andezinului, indică o creștere a bazicității magmei.

5. *Andezitele cu augit* (α_5). Sînt cele mai noi efuziuni ale vulcanismului tortonian din regiunea Luncoiului. Corpul principal al acestor andezite este situat în valea Gujii, străbătînd complexul ofiolitic. El începe din creasta Vîrteiului, unde apare sub forma a doi stîlpi care, datorită eroziunii, se observă că sînt legați prin dykuri cu cealaltă parte a corpului din Dealul Cișului, unde străbat andezitele cu hornblendă. Creasta Vîrteiului, Dealul Cișului și culmile lui laterale se întind spre confluența pîrîului Holda Sătească cu valea Gujii, precum și avale de confluența pîrîului Gorunului, conturînd (probabil) limitele craterului andezitelor cu augit, cu un diametru de aproximativ 750 m. Rețeaua hidrografică a pîrîului Gujii a constituit un factor hotărîtor în distrugerea morfologiei vulcanului, tăindu-l în două din care n-au mai rezistat decît laturile dinspre est și vest.

În valea Gujii, la circa 100 m amunte de confluența cu pîrîul Gorunului, apar — ca umplutură a coșului vulcanic — brecii de natură eterogenă cimentate cu lavă andezitică intens limonitizată. Roca are culoarea cenușie-roșcată, alteori roșcată intens din cauza limonitului (pl. IV, fig. 25).

La microscop, se observă fenocristale panallotriomorfe de andezin (33—45% An), în proporție de 10% din rocă, prezentîndu-se crăpate și alterate, cu lungimi de 1,2 mm și grosimi de 0,2—0,5 mm, maclate frecvent după legea Karlsbad și mai rar după legea Albit—Periclin sau polisintetic. Cristalele de augit (5—7%) sînt mai mici (0,5—1 mm) și intens cloritizate, adesea maclate. Microlitele prismatice (30%) de plagioclaz sînt extrem de fine (0,04—0,08 mm lungime și 0,01—0,02 mm grosime) și orientate paralel, uneori sînt însoțite de puțină pastă (10%) tinzînd spre o structură pilotaxitică și textură fluidală. Alteori predomină

pasta (35—40%), cu tendință spre o structură hialopilitică și textură masivă. Accesoriu apar granule de magnetit, cu contururi imperfecte, relativ cubice, alcătuind împreună cu cloritul, sericitul, limonitul, calcitul și opalul 20% din masa andezitului din valea Gujii.

6. *Piroclastitele andezitice.* Puternicele manifestări vulcanice tortoniene au fost însoțite în regiunea cercetată de noi, ca și în versantul de nord al Masivului Drocea, de enorme cantitățăți de psefite vulcanice, care formează o imensă cuvertură clastomagmatică rezistentă la eroziune, alcătuind crestele dealurilor și fiind constituită preponderent din aglomerate, brecii și tufuri. Dar această cuvertură nu reprezintă în întregime produsele piroclastice produse de o singură extruziune, ci totalitatea produselor clastice ale celor cinci extruziuni tortoniene.

În subfaza I-a de erupție a andezitelor cu hornblendă, a avut loc cantonarea unei mari cantități de aglomerate răspîndite mai ales în bazinul Văii Lungi și în partea de sud a regiunii, în bazinul superior al pîrîului Luncoiul. În boturile de deal dintre valea Scroafei și Valea Lungă, de sub nisipurile terasei (T_2) apar aglomerate, care au printre componenții lor și blocuri de cuarțite cu biotit și muscovit. Blocuri din aceste efuziuni apar și în valea Fărcășelului (pl. IV, fig. 26).

În subfaza a II-a vulcanică, a andezitelor cu hornblendă și biotit, nu apar decît brecii cimentate în lave cu hornblendă și biotit, în valea Fărcășelului, unde ele străbat calcarele jurasice și în pîrîul Saiti, în care deranjează marnele cretacice (fig. 10 și 11, profilul III).

În valea Titirezului, ca și în bazinul Cepturului și Dealul Comșei, aglomeratele aparțin andezitelor cuarțifere, fiind alcătuite din blocuri de roci bazice (complexul ofiolitic), fragmente de banatite și uneori bucăți de calcare cimentate cu o cenușă în care apar cristale sparte de cuarț, hornblendă și plagioclaz. Piroclastitele alternează cu curgeri de lave andezitice cuarțifere (groase de 0,5—1,5 m). Deasupra acestora, în apropiere de calcarele jurasice din Dealurile Manii și Păginel este un orizont de tufuri andezitice, care acoperă jaspurile calloviene și adesea chiar limita inferioară a calcarelor. În valea Izvoarelor apar brecii alcătuite din blocuri angulare de bazalte cimentate prin lave andezitice cuarțifere, unde străbat marnele apțiene, aducîndu-le pînă la o înclinare de 80—100° (fig. 5 și 11, profilul V).

Andezitele cu hornblendă și augit, chiar dacă au avut aglomerate puține, sînt acoperite de piroclastitele superioare, din ultima fază.

Cea mai mare dezvoltare o au însă piroclastitele andezitelor cu augit, din ultima subfază (α_5), evidente în Dealul Cișului, valea Gujii, Vîrteiul, Dealul Șeia, valea Butului, Dealul Scroafei și Dealul Ursului, alcătuind cele mai proeminente forme de relief. Printre componenți menționăm blocurile de andezite cu hornblendă, în special din marginea ariei lor de răspîndire, iar spre centru blocuri de andezite cu piroxeni. Amunte de gura afluentului drept al Gujii (pîrîul Gorunul), apar brecii roșcate alcătuite din andezite cu piroxeni, care străbat Dealurile Cișului și Vîrteiului perpendicular pe valea Gujii, trecînd chiar prin masa de aglomerate de la nord și făcînd legătura cu corpurile andezitelor cu augit din vîrfurile

acestor dealuri. În Dealul Cişului, la limita vestică a andezitelor cu augit, apar brecii cu blocuri de andezite cu hornblendă şi ciment de lave cu augit.

În Dealul Ursului, aglomeratele ultimei etape a ciclului andezitic din regiune sînt străbătute prin dykuri dacitice.

În general, aglomeratele sînt compacte, dure, avînd coloritul în funcţie de compoziţia mineralogică a componenţilor şi a cimentului,

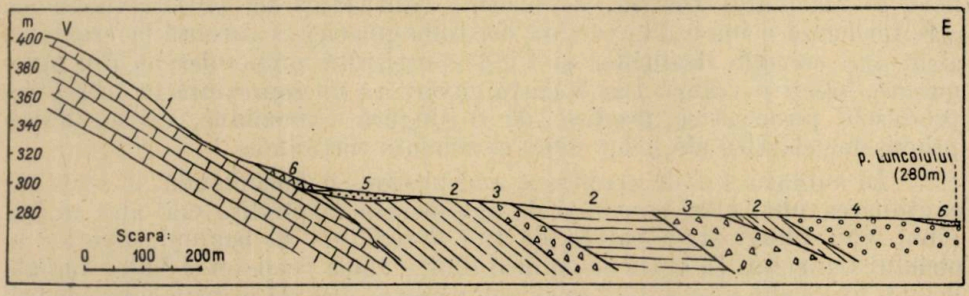


Fig. 5. — Profil în valea Izvoarelor.

1, Calcare jurasice; *2*, marne aptiene; *3*, brecii andezitice; *4*, aglomerate andezitice; *5*, nisipuri miocene; *6*, grohotiş.

variind de la brun-negru pînă la cenuşiu. În zonele de alteraţie magmatică, cimentul tufogen este albicios şi friabil.

Faza a II-a : dacitele

Cîteva filoane şi dykuri de dacite străbat depozitele piroclastice ale andezitelor cuarţifere sau bazaltele, în raza satului Podele, indicînd faza a II-a de erupţii (sarmaţian inferior), în care — la est — au funcţionat vulcanii din Dealul Fetii, Cîinel şi Bucium — Şasa (12).

Astfel, un dyk apare în Dealul Ursului, orientat N 70° V, un filon în valea Şasii şi valea Herjii (afluenţi nordici ai Văii Mari), orientat N 60°E/19°SE, alt filon porneşte din Valea Mare şi, traversînd pîrîul Hodobanei, ajunge în bazinul superior al văii Şasa. În partea sudică a regiunii, paralel cu filoanele şi curgerile de andezite cuarţifere, dar străbătînd aglomeratele şi tufurile andezitice, apar mai multe dykuri şi filoane orientate aproximativ N 70°E/80°NV, avînd grosimi de 10—150 m şi alcătuind adevărate cascade în văile : Morii, Cioroiului, Lazul Ighii şi Titirezului.

Roca prezintă culori care variază de la cenuşiu pînă la brun, fiind foarte vizibil cuarţul, cu dimensiuni pînă la 6—7 mm în diametru. La microscop apar fenocristale de albit (7% An) şi oligoclaz (20—28% An), cu 1—3,5 mm lungime şi 0,5—1 mm grosime. Ca minerale melanocrate apar cristale idiomorfe de hornblendă bazaltică (0,75—2%) şi lamele de biotit (0,5—10%). Cuarţul (3—30%) este puternic corodat şi conţine multe incluziuni solide şi gazoase ; adesea el mulează prismele de plagioclaz. Dintre mineralele secundare (5—10%) apar : epidotul, cloritul, mult sericit şi caolinul. Pasta este uneori recristalizată parţial (1—5%), restul de 20—40% fiind pigmentată rar cu granule de minereu (0,25%) (pl. IV, fig. 26).

Suita filoanelor hidrotermale

Întreaga regiune este afectată de numeroase filoane de calcit și cuarț, cantonate în mod frecvent pe fisuri, pornind radiar dinspre corpul de andezite piroxenice din valea Gujii sau dinspre corpurile vulcanilor din Dealul Fetii sau Gura-Barza (L u c a V a s i l e s c u). Toate filoanele străbat fundamentul bazaltic, iar unele afectează și cuvertura neogenă.

Soluțiile carbonatice se pare că au fost predominante, întrucît cele mai frecvente sînt filoanele de calcit, care ajung uneori pînă la 1 m grosime (pîrîul Bulzei, cu direcția N 80°E/75°NV și în Valea Lungă, Dealul Scroafei, Valea lui Gligor, botul de deal de la sud de valea Izvoarelor etc.). Acestea sînt compuse din cristale de calcit maclate polisintetic și uneori îmbibate cu incluziuni solide și numeroase cristale difuze de pirită, galenă și rareori calcopirită, ușor limonitizate, fără să prezinte importanță economică. Alteori formează rețele anastomozate de calcit, în zonele de forfecări tectonice. Aceste soluții au umplut și golurile vacuolelor din bazaltele scoriacee, constituind de fapt a doua generație, după calcedonie (pl. II, fig. 16).

Soluțiile silicioase, pe lîngă calcedonia și cuarțul din bazaltele amigdaloide, uneori prezintă forme filoniene de silexite, dar și atunci destul de reduse față de acelea de calcit. Astfel, în valea Morii apare un filon de opal îngust (de 2—6 cm), care se dezvoltă pe o fractură din firul văii, paralel cu aceasta, pe direcția N—S/80°V, însoțit de calcit. De asemenea în valea Scridinesii și valea Gorunului, apare alt filon de cuarț cenușiu cu direcția N 15°E/60°NV, mineralizat cu pirită și calcopirită, din alterația cărora apar pojghițe de malahit. Asemenea filoane de cuarț mai apar în Valea Rea, valea Morii, valea Lupului și la izvoarele pîrîului Luncoiul.

Soluțiile hidrotermale au avut însă și o acțiune de alterare a rocilor preexistente, producînd silicifierea și carbonatarea lor, cloritizarea sau epidotizarea mineralelor femice și a altor componenți melanocrați, uneori mineralizîndu-le cu sulfuri (pirită, galenă și calcopirită), ca în Valea Rece, valea Morii, valea Cepturului.

Considerații asupra complexului eruptiv neogen

Eruptivul neogen, descris mai sus, este reprezentat în mod predominant prin produse piroclastice (aglomerate, tufuri și brecii) și mai puțin prin curgeri de lave, dykuri și filoane, invers decît în complexul ofiolitic. Neckurile sînt distruse sau mascate de aglomerate și din toate probabil se mai mențin numai acelea din Dealurile Cișului și Vîrteiului. Predominanța produselor clastomagmatice este caracteristică vulcanilor cu magmă acidă sau neutră, foarte bogată în gaze, care erupe extrem de violent. Fiecare varietate își are piroclastitele sale.

Din raporturile stratigrafice și de interpătrundere ale varietăților de roci din acest complex, reiese că primele au fost puse în loc andezitele cu hornblendă (α_1), în Dealul Cișului și valea Luncoiului, ale căror aglomerate sînt străbătute de andezitele biotitice (α_2), în valea Cărpe-

nișului. Ambele sînt străpunse de dykuri și filoane de andezite cuarțifere (α_3) în văile Cepturului și Vorței. Peste toate acestea sînt cantonate aglomerate și lave cu hornblendă și augit (α_4) în dealul de la nord de Valea Lungă, acoperite la rîndul lor de aglomeratele andezitelor cu augit (α_5), ale căror corpuri apar în valea Gujii. Deci, în primele erupții predomină andezitele amfibolice, în timp ce în ultimele apar numai andezite piroxenice.

În Dealurile Ursului și Comșei și în văile Șasa și Herjii, aglomeratele andezitelor piroxenice sînt străbătute de filoane dacitice aparținînd începutului unei noi faze de erupții (faza a II-a), care a fost considerată sarmațian inferioară (18), acoperită de pietrișuri și nisipuri miocene superioare (7).

Compoziția mineralogică a andezitelor și dacitelor variază de la termeni mai acizi (α_3 și δ) la termeni mai bazici (α_4 și α_5), fiind constituite din fenocristale mari de plagioclaz, cu un conținut de 30—50% An (andezitele) și 7—26 % An (dacitele). Mineralele femice (piroxen, amfibol, biotit) și cuarțul, cu dimensiuni milimetrice (tabelul nr. 2), sînt însoțite

Tabelul nr. 2

Raporturile cantitative și dimensiunile cristalelor din rocile complexului eruptiv neogen (regiunea Luncoiul-de-Jos)

Roca	Fenocristale				Microlite		Minerale accesorii %	Minerale secundare %	Pastă %
	plagioclaz ± cuarț		hr. bt. aug.		plagioclaz ± hr. bt., aug.				
	%	mm	%	mm	%	mm			
Andezit cu hornblendă	10	2—5	14	0,3—1,8	5—60	0,05—0,08	0—3	5—10	45
Andezit cu hornblendă și biotit	10—15	1,7	8	0,6—1,2	7	0,01—0,04	0—2	0—5	80
Andezite cuarțifere	10—20	2—4	1—7	0,5—1,8	6	0,08—0,2	0—2	1—10	70
Andezite cu hornblendă și augit	10—20	0,4—1,8	15—18	0,2—1,2	5	0,08—0,1	2—5	0—3	60
Andezite cu augit	10	1—2	6	0,5—1	30	0,04—0,08	0—2	0—20	52
Dacite cu biotit	20—45	1—3,5	5—8	0,4—1,2	3	0,01—0,04	0,25	6—10	40

Notă. hr. = Hornblendă; bt. = biotit; aug. = augit.

de microlite submilimetrice, într-o proporție redusă (3—30%, rareori ajungînd la 60% în α_4), la care se adaugă procente neînsemnate de minereu. Uneori, mineralele secundare reprezintă un procentaj ridicat (0—20% în α_5).

Pe baza mediilor procentuale ale mineralelor felsice, femice și ale pastei, am alcătuit diagrama variației în conținuturile modale ale acestora (fig. 6).

De la prima vedere se constată că predomină pasta (40—80%), spre deosebire de componenții felsici (15—40%) și femici (8—20%). Varietățile de andezite înscrise în interiorul triunghiului se grupează în două: andezitele biotitice și andezitele cuarțifere situate spre unghiul cu pastă (58—65%), iar andezitele bogate în conținut felsic (40—52%) spre centrul

triunghiului, ceea ce denotă că devitrificarea s-a produs în favoarea dezvoltării componenților felsici, cei femici avînd un domeniu de variabilitate restrîns.

Dacă reprezentăm printr-o diagramă (fig. 7) variația conținutului în anortit (pe ordonată), în funcție de varietățile petrografice ale acestu i

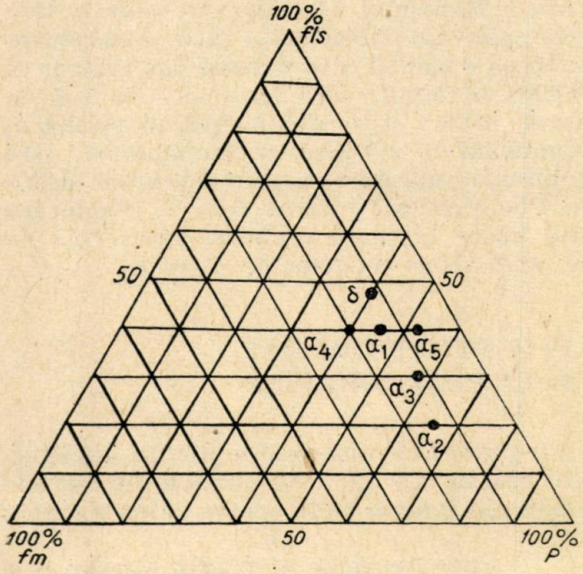


Fig. 6. — Diagrama variației conținuturilor modale ale componenților femici, felsici și pastei din complexul eruptiv neogen.

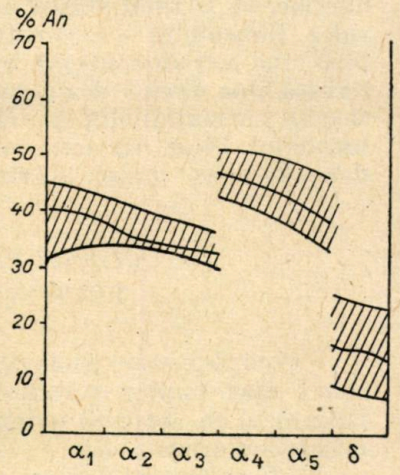


Fig. 7. — Diagrama variației conținutului de anortit din rocile complexului eruptiv neogen.

complex și de succesiunea lor (pe abscisă), observăm o curbă discontinuă alcătuită din trei segmente. Primul segment de curbă începe la 40% An în α_1 și coboară treptat pînă la 33% An în α_3, reprezentînd diferențierea magmatică a bazinului din care a fost pulsată magma, care avea compoziția modificată prin asimilări de sial. Al doilea segment reprezintă o compoziție mult mai bazică, începînd de la 57% An în α_4 și coboară pînă la 38% An în α_5, indicînd o nouă etapă de pulsații magmatice, mai bazice ($\alpha_4 + \alpha_5$), în urma erupției magmelor pe direcția NE—SV (Gura-Ruda—Dealul Cișului).

Între cele două faze de erupții, curba conținutului modal în anortit prezintă o discontinuitate contrastantă, indicînd o trecere bruscă din domeniul bazic-neutru în domeniul acid (δ cu 7—26% An), caracteristic dacitelor din faza a II-a de erupții din sarmațianul inferior (18). În aceeași diagramă am redat și domeniile de variabilitate ale conținuturilor în anortit, din care reiese că α_1 prezintă o scară largă în compoziția plagioclazului, ca și în α_4 (caracterizate prin prezența tipică a hornblendei), de la 32 la 45% An în α_1 și de la 57 la 33% An în α_4. La fel și domeniul de variabilitate în anortit din dacite : 7—26% An ; cel mai restrîns domeniu de variabilitate fiind prezentat de α_3, între limitele 30 și 37% An.

Formațiunile sedimentare

Rocile sedimentare au o răspîndire limitată în regiunea Luncoiului. Ele apar în nordul regiunii, unde alcătuiesc flancul sudic al bazinului Brad și în sud, în sinclinalul „Vălișoara—Cărmăzinești" situat pe cumpăna apelor, între bazinele Crișului Alb și Mureșului. În timp, succesiunea stratigrafică (fig. 8) începe cu jaspurile callovian-oxfordiene, continuă cu calcare kimmeridgiene și portlandiene. După o lacună care durează tot cretacicul inferior, în bazinul Bradului apare apțianul, care suportă — la est de valea Luncoiului — cenomanianul, urmat de o altă lacună în paleogen, pînă cînd se sedimentează acvitanianul de la Vălișoara. Sedimentarea este reluată abia după vulcanismul din miocenul inferior, prin depozitele detritice ale sarmațianului superior. Pliocenul este prezent doar în umplutura bazinului Brad, iar cuaternarul apare în toată regiunea sub formă de depozite a trei terase, aluviuni, grohotișuri și conuri de dejecție.

CONSIDERAȚII STRATIGRAFICE, TECTONICE ȘI PETROGRAFICE

Complexitatea geologică a regiunii Luncoiul-de-Jos provine din alternanța mai multor manifestări magmatice (în care predomină formele vulcanice) cu depozite sedimentare, în funcție de frecvența și intensitatea mișcărilor orogenetice.

„Geosinclinalul Mureșului" — efect orogenic al fazelor varisce — a fost afectat de erupția magmei ofiolitice încă din triasic, prin corpuri hipoabisice și efuziuni, pînă în jurasicul inferior cînd predomină o succesiune de curgeri și piroclastite, caracteristică stratovulcanilor, avînd o orientare generală NV—SE. Prezența formelor de pilow-lava, care indică fazele submerse ale acestor vulcani și prezența bazaltelor amigdaloide, ca și a piroclastitelor, caracteristice fazelor subaeriene, denotă momente epirogenetice cu exondări și transgresiuni succesive, frecvente în special după orogeneza kimmerică veche.

Transgresiunea, în timpul căreia s-au format jaspurile și calcarele jurasice superioare din bazinul Bradului și în „sinclinalul Vălișoara—Cărmăzinești", marchează sfîrșitul vulcanismului ofiolitic, în bazinul Luncoiului. Această transgresiune se termină în timpul orogenezei kimmerice noi, care local a dus la exondarea regiunii și la crearea zonelor de slabă rezistență pe care s-au insinuat magme acide pînă la suprafață, instalîndu-se curgerile riolitelor de Cărpeniș.

Cretacicul este de la început însoțit de magme acide, ca rezultat al asimilărilor produse în timpul unor puternice paroxisme orogenice. Faza austrică se face simțită prin sedimentarea depozitelor apțiene din bazinul Bradului, cu direcția NV—SE și înclinînd cu 30°—50° spre NE. La NE de regiunea studiată apare ceonomanianul (8), acoperit în mare parte de depozitele neogene. În timpul senonianului, regiunea este din nou exondată, iar prezența cretacicului este scoasă în evidență numai prin intruziunea

banatitelor de Cîrja, produsă în timpul orogenezei laramice, pe direcția E—V și cu înclinarea de 70° spre sud.

Apele marine revin tocmai în acvitanian, cînd scăldau insulele calcaroase de pe actuala cumpănă dintre „bazinul Mureșului" și „bazinul Bradului", depunînd un orizont de conglomerate cu ciment argilos roșcat (9) considerat de alți cercetători (18) drept conglomerate apțiene.

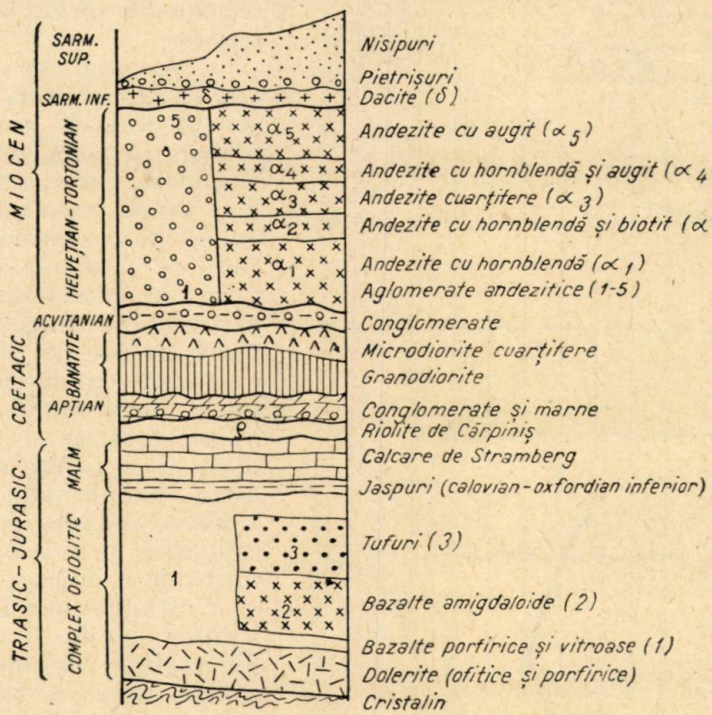


Fig. 8. — Coloana stratigrafică a regiunii Luncoiul-de-Jos.

Orogeneza pireneană creează un nou sistem de dislocații, cu direcțiile E—V, NV—SE sau NE—SV, urmată de o exondare relativă în mediteranul I. După aceasta au erupt magme neutre pînă la acide, dînd naștere vulcanismului andezitic din faza I-a (tortonian), în care predomină produsele clastomagmatice, urmate de cîteva filoane și dykuri de dacite în faza a II-a de erupții (sarmațian inferior) (18).

După cele două faze vulcanice, apele sarmațianului ocupă întreaga arie a „bazinului Brad—Săcărîmb" (7) și depun un orizont de pietrișuri în toată jumătatea de est a regiunii, după care urmează depozite regresive de nisipuri, care se dezvoltă crescendo spre centrul bazinului Brad. La sfîrșitul miocenului (7) a avut loc o exondare generală a întregului bazin al Luncoiului.

Din analiza celor patru cicluri magmatice descrise mai sus, rezultă că între aciditatea rocilor, conținutul în anortit al plagioclazilor și evoluția orogenetică a regiunii sînt relații de interdependență. Exprimînd

grafic evoluția acestor relații obținem o spirală (fig. 9), care are punctul de plecare la 70% An (în complexul ofiolitic din triasic), evoluînd vertiginos către un maximum de aciditate, cu 5% An (în riolitele de Cărpeniș din cretacicul inferior), de unde trece la un minim de aciditate, 50% An (în andezitele piroxenice din mediteranul II), ca apoi să crească din nou aciditatea pînă la 7% An (în dacitele sarmațianului inferior).

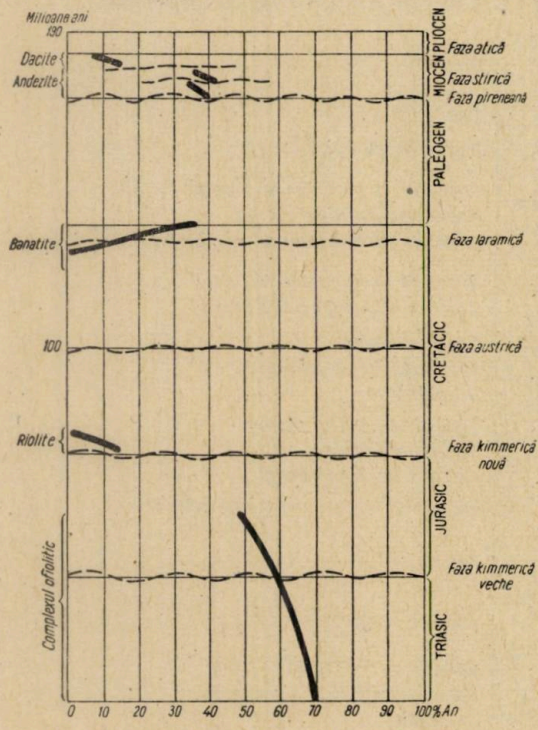


Fig. 9. — Diagrama relațiilor dintre aciditatea rocilor variației lor în anortit și fazele orogenice.

Maximul de aciditate este situat în zona de orogeneză intensă (orogenezele kimmerică nouă, austrică și laramică), corespunzătoare și unor etape însemnate de exondări (faze continentale), în timp ce minimul de aciditate este caracteristic unor perioade cu orogeneză mai lentă (triasic și jurasic, cu orogeneza kimmerică veche sau în mediteranul II). Fazele orogenetice au constituit, deci, cauze sigure în modificarea chimismului magmei simatice inițiale, crescîndu-i aciditatea prin ample fenomene de asimilare.

Studiul mineralogic al tuturor rocilor magmatice din regiune ne indică prezența generală a feldspaților calco-sodici și lipsa aproape totală a mineralelor alcaline, deci o consangvinitate magmatică. Pentru acest fapt încadrăm rocile prezentate mai sus în provincia petrografică calcosodică (pacifică) tipică marilor zone orogene ale pămîntului.

CONCLUZII

Prin studiul de față sînt încadrate în „complexul ofiolitic" toate rocile bazice și hipoabisice din triasic și jurasicul inferior, care constituie fundamentul regiunii Luncoiul-de-Jos, separîndu-le pe tipuri și varietăți.

Se scoate în evidență pentru prima dată corpul de banatite din Dealul Cîrja și un întreg complex de erupții neogene, andezitice și dacitice cu tipurile și varietățile lor, extinzînd astfel aria de răspîndire a Munților Metaliferi mai la vest de linia Brad—Deva.

Asupra fiecărui ciclu magmatic se fac observații și interpretări de ordin mineralogico-petrografic, constatîndu-se interdependența variațiilor

C. 1829 d. p. 296

Fig. 12. — Dolerit, Valea Rece.

1, Labrador; *2*, augit; *3*, magnetit. Structură ofitică (nicoli ∥ ; 18 ×).

Fig. 13. — Bazalt porfiric, valea Morii.

1, Fenocristale de labrador; *2*, fenocristal de augit; *3*, microlit de plagioclaz; *4*, augit cloritizat; *5*, sticlă; *6*, magnetit (nicoli ∥ ; 80 ×)

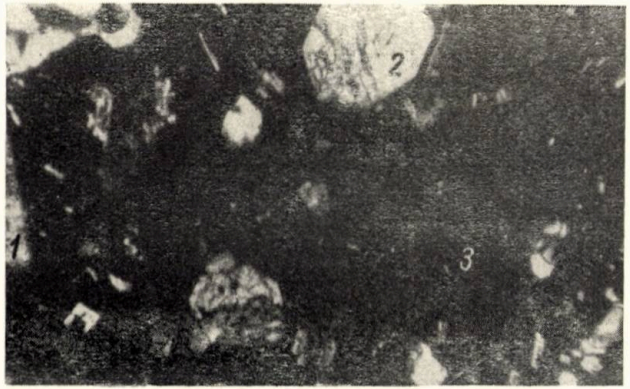


Fig. 14. — Bazalt vitros, valea Oanei.

1, Fenocristal de labrador; *2*, augit; *3*, sticlă bazică (nicoli + ; 4 ×).

Fig. 15. — Bazalt vitros, valea Berbecului.

1, Fenocristale de plagioclaz; *2*, augit; *3*, sticlă bazică (nicoli ∥ ;18 ×).

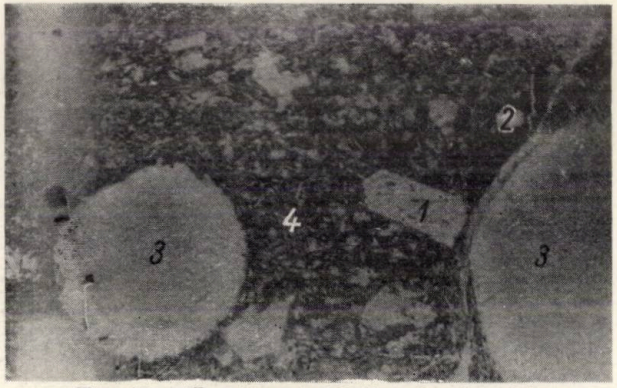


Fig. 16. — Bazalt amigdaloid, valea Lacului.

1, Plagioclaz; *2*, augit; *3*, amigdale cu calcedonie, calcit și zeoliți: *4*, microlite de plagioclaz și sticlă (nicoli||; 4 ×).

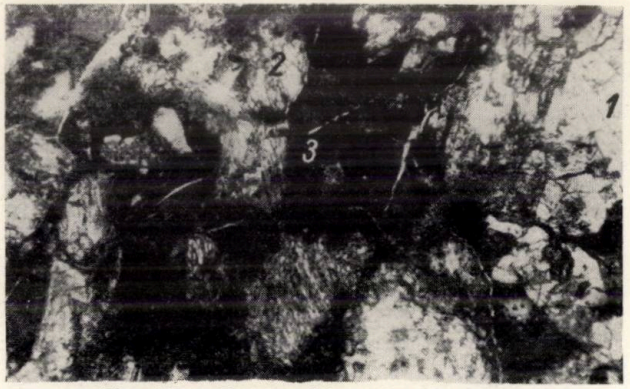


Fig. 17. — Tuf bazaltic, valea Scroafei.

1, Plagioclaz; *2*, augit; *3*, pastă. Structură vitroclastică (nicoli||; 18×).

Fig. 18. — Riolit, Dealul Cărpenișului.

1, Fenocristal de ortoză; *2*, microlite de plagioclaz; *3*, sticlă (nicoli||; 18 ×).

Fig. 19. — Granodiorit, Dealul Cîrjii.

1, Ortoză; *2*, plagioclaz; *3*, cuarț; *4* biotit (nicoli||; 18 ×).

C. 1829 d. p. 296

Fig. 20. — Microlite, valea Lazul Ighii.
1, Andezin; *2*, biotit; *3*, cuarț (nicoli +; 18 ×).

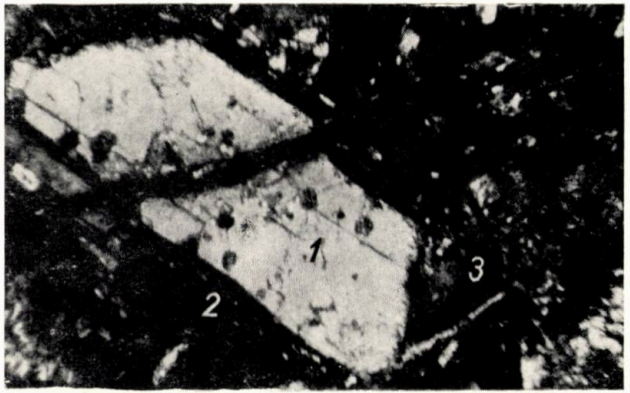


Fig. 21. — Andezit cu hornblendă, valea Cărpenișului.
1, Andezin; *2*, hornblendă; *3*, sticlă cu microlite (nicoli +; 4 ×).

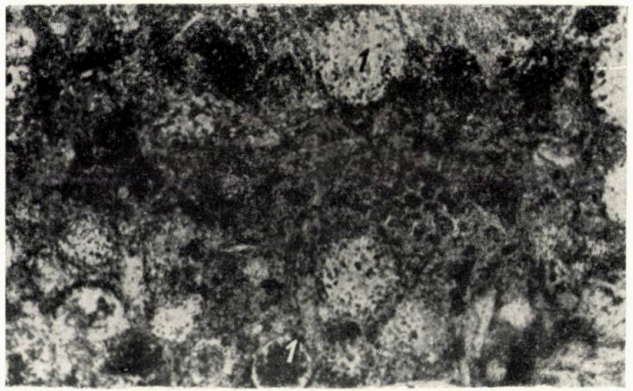


Fig. 22. — Radiolarit (jasp), valea Titirezului (nicoli ||; 4 ×).

Fig. 23. — Andezit cuarțifer, valea Titirezului.
1, cuarț; *2*, andezin; *3*, biotit; *4*, sticlă și microlite (nicoli +; 4 ×).

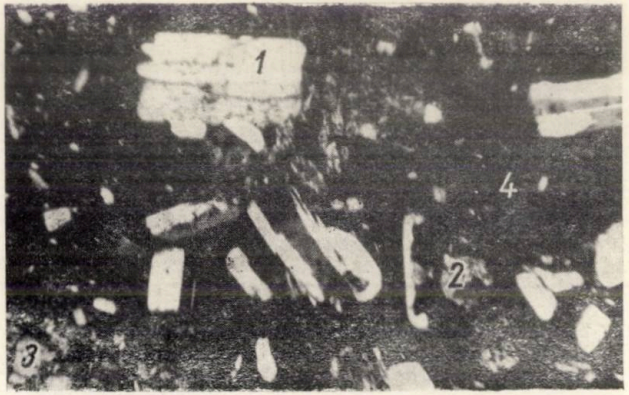


Fig. 24. — Andezit cu hornblendă și augit, valea Luncoiului.

1, Andezin ; *2*, augit ; *3*, hornblendă ; *4*, sticlă cu microlite și magnetit (nicoli + ; 18 ×).

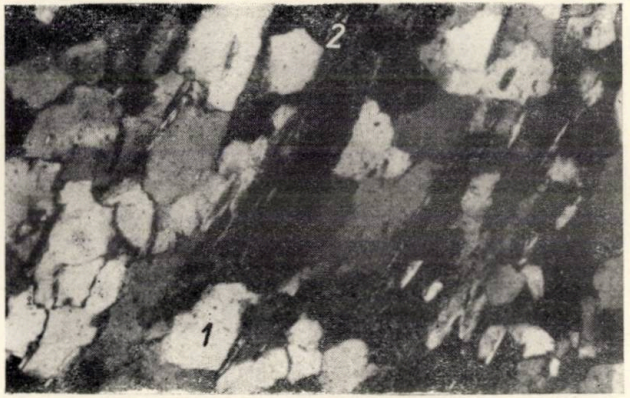


Fig. 26. — Cuarț cu biotit, Valea Lungă.

1, Cuarț ; *2*, biotit (nicoli + ; 18 ×).

Fig. 25. — Andezit cu augit, valea Gujii.

1, Andezin ; *2*, augit ; *3* sticlă cu microlite și cu opal (nicoli || ; 4 ×).

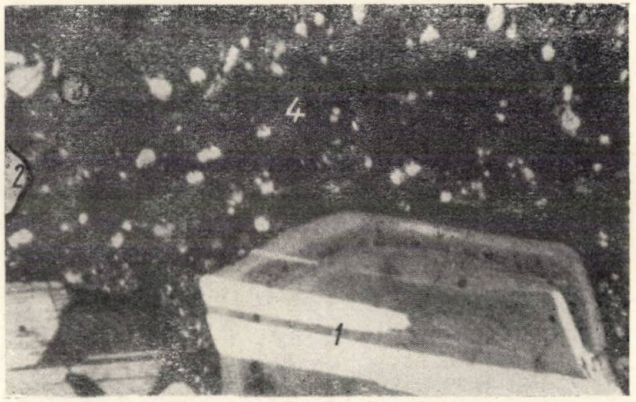


Fig. 27. — Dacit, valea Morii.

1, Oligoclaz ; *2*, cuarț ; *3*, biotit ; *4*, sticlă cu microlite de plagioclaz și cuarț (nicoli + ; 18 ×).

acidității, compoziției mineralogice și tectonicii a celor patru faze de magmatism, care se încadrează în provincia petrografică calcosodică (pacifică).

Domeniul sedimentarului este separat și delimitat relativ diferit de lucrările cercetătorilor anteriori, tinzînd la o cît mai mare apropiere de realitatea geologică.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ В РАЙОНЕ ЛУНКОЮЛ ДЕ ЖОС

РЕЗЮМЕ

При петрографическом исследовании района Лункоюл де Жос (район Брад) автору удалось выделить четыре магматических цикла, разделенных периодами трансгрессии, в течении которых отлагались мезозойские и неогеновые осадки.

В основании разреза широко развит офиолитовый комплекс, представленный гипоабиссальными породами (долеритами) и перекрытый потоками базальтовых лав с прослойками туфов.

На продуктах основного магматизма триаса и лейаса отложились яшмы оксфорд-келловея, верхнеюрские известняки, распространенные в пределах бассейна Брад и „синклинали Вэлишоара-Кэрмэзинешть".

После накопления указанных отложений последовало внедрение риолитов Кэрпениш и батолитового тела на возв. Дялул Кыржий, поверх которых залегают красные аквитанские конгломераты.

В тортоне начался период интенсивной вулканической деятельности с извержением андезитовых лав, пирокластические продукты которых покрыли большую часть исследованного района. Андезиты были прорваны дайками и жилами дацита, поверх которых трансгрессивно отложились миоценовые галечники.

Наряду с выделением петрографических разновидностей пород и определением их площадного распространения, автором высказываются некоторые минералогические и петрографические соображения в связи с родственным происхождением пород офиолитового комплекса, их принадлежностью к известково-натриевой (тихоокеанской) провинции. Они образовались как в субаэральных, так и в подводных условиях. Химизм этих пород изменяется от основного к кислому.

Для андезитов и дацитов неогена характерен невыдержанный состав, изменяющийся от основного до кислого и обратно, причем заключительная фаза извержений представлена авгитовым андезитом.

Это чередование магматических циклов и фаз осадконакопления указывает на повторный характер трансгрессий и регрессий. Следует подчеркнуть наличие связи между орогеническими фазами и присутствием кислых магм, типичных для магматизма альпийского орогена. Разломы, образовавшиеся в течение различных орогенных фаз, обеспечили пути для миграции магм.

При изучении хронологической последовательности магматических циклов констатируется спиральное развитие магм от основного состава к кислому и затем обратно, что указывает на взаимосвязь между изменением кислотности полевых шпатов, минералогическим составом пород и тектоническими движениями.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Разрез долины Валя Досулуй.

Рис. 2. — Диаграмма изменения модальных содержаний фемических, фельзитовых компонентов и основной массы офиолитового комплекса.

Рис. 3. — Диаграмма изменения содержаний анортита в породах офиолитового комплекса.

Рис. 4. — Схематический разрез стратовулканов офиолитового комплекса.

Рис. 5. — Разрез по долине Валя Извоарелор.

Рис. 6. — Диаграмма изменения модальных содержаний фемических, фельзитовых компонентов и основной массы неогенового изверженного комплекса.

Рис. 7. — Диаграмма изменений содержания анортита в породах неогенового изверженного комплекса.

Рис. 8. — Стратиграфическая колонка района Лункоюл де Жос.

Рис. 9. — Диаграмма зависимости между кислотностью пород, колебаниями содержания анортита и орогенными фазами.

Рис. 10. — Геологическая карта района Лункоюл де Жос.

Рис. 11. — Геологические разрезы района Лункоюл де Жос.

Таблица I

Рис. 12.— Долерит, дол. Валя Рече. *1* — лабрадор; *2* — авгит; *3* — магнетит. Офиолитическая структура (ник. ‖ ; 18 ×);

Рис. 13. — Порфировый базальт, дол. Валя Морий. *1* — фенокристаллы лабрадора; *2* — фенокристалл авгита; *3*— плагиоклазовый микролит ; *4*— клоритизированный авгит; *5* — стекло; *6* — магнетит (ник. ‖ ; 80 ×).

Рис. 14. — Стекловидный базальт, дол. Валя Оаней. *1* — фенокристаллы лабрадора; *2* — авгит ; *3* — основное стекло (ник + ; 4 ×).

Рис. 15. — Стекловидный базальт, дол. Валя Бербекулуй. *1* — фенокристаллы плагиоплаза; *2* — авгит; *3* — основное стекло; (ник. ‖ ; 18 ×).

Таблица II

Рис. 16. — Амигдалоидный базальт, дол. Валя Лакулуй. *1* — плагиоклаз; *2* — авгит; *3* — амигдали калцедония, кальцита и зеолитов; *4* — микролиты плагиоклаза и стекла (ник. ‖ ; *4* ×).

Рис. 17. — Базальтовый туф, дол. Валя Скроафей. *1* — плагиоклаз; *2* — авгит; *3* — основная масса. Стекловидно -кластическая структура (ник. ‖ ; 18 ×).

Рис. 18. — Риолит, возв. Дялул Кэрпенишулуй. *1* — фенокристаллы ортоза; *2* — микролиты плагиоклаза; *3* — стекло ник. ‖ ; (18 ×).

Рис. 19. — Гранодиорит, возв. Дялул Кыржий. *1* — ортоза; *2* — плагиоклаз; *3* — кварц; *4* — биотит (ник. ‖ ; 18 ×).

Таблица III

Рис. 20. — Микролиты, дол. Валя Лазул Игий. *1* — андезит; *2* — биотит; *3* — кварц (ник. + , 18 ×).

Рис. 21. — Роговообманковый андезит, дол. Валя Кэрпенишулуй. *1* — андезит, *2* — роговая обманка; *3* — стекло с микролитом (ник. + ; 4 ×).

Рдс. 22. — Радиолярит (яшма), дол. Валя Титирезулуй (ник. ‖ 4×).

Рис. 23. — Кварцевый андезит, дол. Валя Титирезулуй. *1*— кварц; *2*—андезин; *3* — биотит; *4* — стекло с микролитами (ник. + ; 4×).

Таблица IV

Рис. 24.— Роговообманково-авгитовый андезит и авгит, дол. Валя Лункоюлуй *1* — андезин; *2* — авгит; *3* — роговая обманка; *4* — стекло с микролитом и магнетитом. (ник. +; 18×).

Рис. 25. — Авгитовый андезит, дол. Валя Гужий. *1* — андезит; *2* — авгит; *3* — стекло с микролитом и с опалом (ник. ‖; 4×).

Рис. 26. — Биотитовый кварцит, дол. Валя Лунгэ ; *1* — кварц; *2*— биотит (ник. + ; 18 ×).

Рис. 27. — Дацит, дол. Валя Морий. *1*—олигоклаз; *2*—кварц; *3* — биотит; *4*- стекло с плагиоклазовым микролитом и кварцем (ник.+; 18×).

RECHERCHES GÉOLOGIQUES DANS LA RÉGION DE LUNCOIUL-DE-JOS

RÉSUMÉ

L'étude pétrographique de la région de Luncoiul-de-Jos (Brad) a permis de constater une succession de quatre cycles magmatiques alternant avec des phases de transgression durant lesquelles se sont formés des sédiments mésozoïques et néogènes.

A la base de cette succession se situe un complexe ophiolithique amplement développé; il est constitué par des roches hypoabyssales (dolérites), surmontées par des coulées de laves basaltiques à intercalations de tufs.

Au-dessus des produits du magmatisme basique du Trias et du Lias, se sont déposés, dans le bassin de Brad et dans le « synclinal Vălişoara—Cărmăzineşti », des jaspes oxfordien-calloviens et des calcaires jurassiques supérieurs.

Après leur sédimentation ont été mises en place les rhyolites de Cărpeniş et le corps de banatites de Dealul Cîrjii, au-dessus desquelles sont situés des conglomérats rouges aquitaniens.

Durant le Tortonien, une activité volcanique très intense a commencé par des éruptions andésitiques qui ont recouvert de leurs produits pyroclastiques la plus grande partie de la région. Les andésites ont été traversées par des dykes et des filons de dacites, sur lesquels se sont disposés transgressivement des graviers miocènes.

Outre la séparation des termes pétrographiques, l'auteur, en se basant sur plusieurs considérations d'ordre minéralogique et pétrographique, est d'avis que les roches du complexe ophiolithique sont consanguines et appartiennent à la province calco-sodique (pacifique); elles y ont été mises en place aussi bien durant des phases subaériennes, que durant des phases submarines et présentent un chimisme variant du basique à l'acide.

Les éruptions andésitiques et dacitiques néogènes ont une composition variable, passant d'une composition basique à une composition acide et inversement et finissant avec des andésites à augite.

L'alternance des cycles magmatiques avec les phases de sédimentation prouve que la région a subi des phases répétées de transgression et d'émersion. Il faut remarquer la liaison entre les phases orogéniques et la présence des magmas acides, liaison caractéristique au magmatisme de la chaîne alpine. Ce sont les dislocations produites pendant les diverses phases orogéniques qui ont constitué des voies de migration du magma.

La succession chronologique des cycles magmatiques permet de conclure à une évolution en spirale, allant d'un caractère basique à un caractère acide et inversement, ce qui suggère une interdépendance entre la variation de l'acidité des feldspaths, la composition minéralogique des roches et les mouvements tectoniques.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Profil dans Valea Dosului.

Fig. 2. — Diagramme de la teneur modale des composants fémiques et felsitiques ainsi que de la pâte du complexe ophiolithique.

Fig. 3. — Diagramme de variation de la teneur en anorthite des roches du complexe ophiolithique.

Fig. 4. — Schéma de la succession des stratovulcans se trouvant dans le complexe ophiolithique.

Fig. 5. — Profil dans Valea Izvoarelor.

Fig. 6. — Diagramme de la variation des teneurs modales des composants fémiques felsitiques et de la pâte du complexe éruptif néogène.

Fig. 7. — Diagramme de la variation de la teneur en anorthite des roches du complexe éruptif néogène.

Fig. 8. — Colonne stratigraphique des formations de la région de Luncoiul-de-Jos.

Fig. 9. — Diagramme des relations entre l'acidité des roches, leur teneur en anorthite et les phases orogéniques.

Fig. 10. — Carte géologique de la région de Luncoiul-de-Jos.

Fig. 11. — Coupes géologiques dans la région de Luncoiul-de-Jos.

Planche I

Fig. 12. — Dolérite, Valea Rece. *1*, Labrador ; *2*, augite ; *3*, magnétite. Structure ophitique (nicols || ; 18 ×).

Fig. 13. — Basalte porphyrique, Valea Morii. *1*, Phénocristaux de labrador ; *2*, phénocristal d'augite ; *3*, microlithe de plagioclase ; *4*, augite chlorotisé ; *5*, verre ; *6*, magnétite (nicols || ; 80 ×).

Fig. 14. — Basalte vitreux, Valea Oanei. *1*, Phénocristal de labrador ; *2*, augite ; 3, verre basique (nicols || ; 4 ×).

Fig. 15. — Basalte vitreux, Valea Berbecului. *1*, Phénocristal de plagioclase ; *2*, augite ; *3*, verre basique (nicols || ; 18 ×).

Planche II

Fig. 16. — Basalte amydgaloïde, Valea Lacului. *1*, Plagioclase ; *2*, augite ; *3*, amygdales à calcédoine, calcite et zéolithes ; *4*, microlithes de plagioclase et de verre (nicols || ; 4 ×).

Fig. 17. — Tuf basaltique, Valea Scroafei. *1*, Plagioclase ; *2*, augite ; *3*, pâte. Structure vitro-clastique (nicols || ; 18 ×).

Fig. 18. — Rhyolites, Dealul Cărpenişului. *1*, Phénocristal d'orthose ; *2*, microlithes de plagioclase ; *3*, verre (nicols || ; 18 ×).

Fig. 19. — Grandiorite, Dealul Cîrjii. *1*, Orthose ; *2*, plagioclase ; *3*, quartz ; *4*, biotite (nicols | ; 18 ×).

Planche III

Fig. 20. — Microlithes, Valea Lazului Ighii. *1*, Andésine ; *2*, biotite ; *3*, quartz (nicols + ; 18 ×).

Fig. 21. — Andésite à hornblende, Valea Cărpenişului. *1*, Andésine ; *2*, hornblende ; *3*, verre à microlithes (nicols + ; 4 ×).

Fig. 22. — Radiolarite (jaspe), Valea Titirezului (nicols || ; 4 ×).

Fig. 23. — Andésite quartzifère, Valea Titirezului. *1*, Quartz ; *2*, andésine ; *3*, biotite ; *4*, verre et microlithes (nicols + ; 4 ×).

Planche IV

Fig. 24. — Andésite à hornblende et augite, Valea Luncoiului. *1*, Andésine ; *2*, augite ; *3*, hornblende ; *4*, verre à microlithes et magnétite (nicols + ; 18 ×).

Fig. 25. — Andésite à augite, Valea Gujii. *1*, Andésine ; *2*, augite ; *3*, verre à microlithes et opale (nicols || ; 4 ×).

Fig. 26. — Quartz à biotite, Valea Lungă. *1*, Quartz ; *2*, biotite (nicols + ; 18 ×).

Fig. 27. — Dacite, Valea Morii. *1*, Oligoclase ; *2*, quartz ; *3*, biotite ; *4*, verre à microlithes de plagioclase et de quartz (nicols + ; 18 ×).

BIBLIOGRAFIE

1. BARTH TOM, *Die Entstelung der Gesteine*, Berlin, 1939.
2. BETEHTIN G. A., *Curs de mineralogie*, Bucureşti, 1953.
3. COTTA B. v., *Über Eruptivgesteine und Erzlagerstätten in Banat und in Serbien*, Berg. u. Hüttenmänn, Zeitung. Freiberg, 1865, 118.
4. FREUND HUGO, *Handbuch der Mikroskopie in der Technik*, Frankfurt am Main, 1955, **IV**, *1*.
5. GIUŞCĂ DAN şi CIOFLICA GR., *Structura pînzei intrusive de la Căzăneşti—Ciungani*, Anal. Univ. Buc., 1957, *13*, 163.
6. HATCH H. F. a. WELLS K. Mc, *The Petrology of the Igneous Rocks*, Londra, 1951.
7. IACOB D., *Contribuţiuni la stratigrafia şi tectonica regiunii vestice a Munţilor Metaliferi*, Bul. ştiinţ., Acad. R.P.R., Filiala Cluj, 1953, **IV**, *3—4*.
8. ILIE MIRCEA, *Sur la présence d'Achantoceras rothomagense dans le Crétacé des environs de Brad*, C. R. Acad. Sci. Roum., 1939, **III**.
9. — *Munţii Apuseni*, Bucureşti, 1957.
10. LACKNER A., *Die Schwefelkiesgrube in Kazanesd. Komit. Hunyad*, Földt. Közl., 1904, **XXXIV**.
11. MACOVEI G. et ATHANASIU I., *L'évolution géologique de la Roumanie. Crétacé*, An. Inst. geol. Rom., 1931, **XVI**.
12. ONCESCU NICOLAE, *Geologia Republicii Populare Romîne*, Bucureşti, 1957.
13. PAPIU C. V., *Cercetări geologice în masivul Drocea*, Bul. ştiinţ. Acad. R.P.R., Secţiunea de ştiinţe biologice, agronomice, geologice şi geografice, 1953, **V**, 1.
14. — *Erupţii vulcanice submarine*, Bucureşti, 1957.
15. PAPP K., *Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Viszka*, Földt. Közl., 1907, **XXXVII**, 423.
16. PRIMICS G., *Diabasporphyrite und Melaphyre aus Siebenbürgen*, Ung. Geol. Gesellsch., 1878, **III**.
17. SAVU H., *Cercetări geologice şi petrografice în regiunea Troaş—Pîrneşti din masivul Drocea*, Dări de seamă Com. geol., 1962, **XLIV** (1956—1957), 137.
18. SOCOLESCU M. şi GHITULESCU T. P., *Studiul geologic şi minier al Munţilor Metaliferi*, An. Inst. geol. Rom., 1941, **XXI**.
19. WAHLSTROM E. E., *Introduction to Theoretical Igneous Petrology*, New York—Londra, 1950.
20. ВИНКЕЛЬ Н. А. и ВИНКЕЛЬ Х., *Оптическая минералогия*, Москва, 1953.

CONTRIBUȚII LA CERCETAREA RADIOGEOLOGICĂ A CARPAȚILOR ORIENTALI

DE

ARPÁD SZABÓ și IOAN BÁNYAI

Comunicare prezentată de academician M. SAVUL în ședința din 13 noiembrie 1962

ISTORIC

Cercetările sporadice de pînă acum făcute asupra radioactivității naturale din zona Carpaților Orientali s-au mărginit la dozarea radonului în cîteva izvoare de ape minerale din acești munți. În trecut, nu a existat o preocupare privind ocurențele de elemente radioactive în gazele mofetelor, în nămolurile terapeutice și în depozitele minerale ale apelor sau, în general, privind radioactivitatea rocilor și mineralelor. Cauza constă, pe de o parte, în faptul că determinarea radonului dizolvat în ape este un procedeu fizic relativ simplu, iar efectul fiziologic al radonului întrece considerabil efectul celorlalte componente radioactive. Pe de altă parte, determinarea cantităților infime ale altor componente radioactive cum sînt radiu, uraniu, toriu etc. necesita o tehnică de lucru specială.

Analize mai complexe au fost efectuate începînd abia din 1949.

Primele măsurători de radon au fost executate în această regiune de G. Atanasiu în 1926, folosind metoda barbotării. Rezultatele obținute de acest autor sînt în perfectă concordanță cu datele recente obținute după un interval de 35 de ani (1). Apoi G. A. Dima a publicat cîteva date referitoare la conținutul în radon al unor ape carbogazoase. Aceste date au arătat în general un conținut de radon mult inferior rezultatelor măsurătorilor ulterioare, ceea ce se explică prin faptul că măsurătorile efectuate de acest autor nu au fost executate pe teren, ci în laborator, după trecerea mai multor zile de la luarea probelor (12).

În anii 1941—1943 J. Straub a determinat conținutul de radon al cîtorva ape minerale, aplicînd metoda fontactoscopică. În cazul unor izvoare, radioactivitatea găsită de acesta diferă considerabil față de datele mai recente, probabil din cauza metodei fontactoscopice pe care a folosit-o și care prezintă multe cauze de eroare (27).

Începînd din anul 1942 A. Szabó a executat măsurători sistematice de radioactivitate pe acest teritoriu, aplicînd o metodă perfecționată. S-a determinat de această dată și radioactivitatea unor gaze de izvor, a gazelor din mofete, precum și conținutul de radiu metalic și uraniu al apelor, ca și al nămolurilor provenite din captarea izvoarelor. Pe baza rezultatelor obținute, autorul a stabilit unele corelații între conținutul de radon al apelor și geologia rocilor din care izvorăsc apele, trăgînd concluzii și asupra originii geochimice a unor componente minerale din ape (29).

În anii următori A. Szabó și colaboratorii săi au continuat cercetările, studiind apele minerale din raioanele Odorhei, Sf. Gheorghe și Ciuc, atît din punctul de vedere al radioactivității, cît și al compoziției chimice și al efectelor fiziologice (33), (34).

Începînd din anul 1955 T. T. Vescan și colaboratori (50), (51), (52), apoi N. Calinicenco și colaboratori (9) au publicat date referitoare la radioactivitatea apelor și rocilor din această regiune.

Cercetările au fost extinse pînă în prezent de diferiți autori și asupra altor izvoare și roci din zona Carpaților Orientali aparținînd regiunilor Mureș-Autonomă Maghiară (6), (7), (36), (37), (38), (40), Cluj (39), (42), (55), Maramureș (51) și Bacău (40), (41), (53), (54).

Originea radonului din apele minerale poate fi explicată prin ipoteze foarte variate. Cercul acestor ipoteze, de multe ori chiar contradictorii, se restrînge la sfera bine limitată a constatărilor reale obținute în urma dozării și a celorlalte elemente radioactive cum sînt uraniul, izotopii de radiu și de toriu, respectiv evaluarea corelației dintre cantitățile acestor componente. Din punctul de vedere al acțiunii fiziologice cantitățile acestor componente sînt inferioare radonului, însă în ceea ce privește originea geochimică a apelor ne dau indicații mult mai valoroase decît radonul singur. Analizele amănunțite pot descoperi noi date prețioase și în legătura cu acțiunea terapeutică a apelor.

Pe baza acestor considerente, în ultimii 15 ani am început cercetări radiologice complexe cu scopul de a urmări radioactivitatea apelor, a gazelor naturale și a minereurilor din R.P.R. Principiile experimentale de bază ale cercetărilor ca și metodele perfecționate de măsurare, împreună cu o parte din concluziile la care a ajuns unul dintre noi au fost publicate în alte lucrări (30), (31), (32), (40).

Valorificarea analizelor radiologice se poate face cu un randament și mai mare, dacă comparăm concluziile trase cu datele geologice-geochimice, în care caz cercetările vor avea un caracter radiogeologic.

În lucrarea de față prezentăm considerațiile geochimice în legătură cu nașterea și rolul apelor radioactive naturale precum și principalele concluzii geologice-geochimice ale cercetărilor radiologice de pînă acum referitoare la Carpații Orientali. Pe baza acestor considerații vom încerca să arătăm perspectivele pentru viitor pe care le au cercetările radiologice de pe acest teritoriu [1].

[1] Analizele radiologice ale apelor, gazelor, nămolurilor și rocilor, precum și stabilirea originii geochimice a radioactivității au fost efectuate de A. Szabó. Interpretările geologice-geochimice și colectarea probelor de roci pentru analize au fost efectuate de autorul I. Bányai în calitate de colaborator extern.

GENEZA GEOCHIMICĂ A RADIOACTIVITĂȚII APELOR, GAZELOR ȘI ROCILOR

Concentrarea elementelor radioactive, ca și a altor componenți chimici, în apele subterane este o urmare a interacțiunii apei cu rocile cu care vine în contact. La dizolvarea componentelor radioactive intervin însă și factori speciali a căror descriere o vom face în cele ce urmează.

Legile repartiției elementelor radioactive în rocile din scoarța pămîntului au fost studiate prima dată de W. I. Vernadszky (48), (49). În scoarța pămîntului aceste elemente se găsesc dispersate în toate formațiunile geologice. Ele sînt prezente în cantități infime în toate substanțele vii și minerale din natură, caracterizîndu-se printr-o permanentă migrare.

Elementele radioactive, produse prin dezintegrarea uraniului, toriului și actiniului, nu se pot acumula în natură în cantități mai mari din cauza stabilirii echilibrului radioactiv. În cazul acestui echilibru numărul atomilor radioactivi produși se egalizează cu numărul atomilor dezintegrați. Totuși, din cauza fenomenului de migrare, este posibil ca, în anumite locuri elementele radioactive să se acumuleze. Această acumulare depinde de diferitele legi care reglementează migrarea geochimică a elementelor obișnuite și care, de la caz la caz, pot fi deosebite și la elementele radioactive (28).

Produșii de dezintegrare se comportă de obicei altfel decît elementele de la care derivă. Elementele radioactive, mai cu seamă cele α-active, în timpul dezintegrării pot substitui atomii nou formați din locul ocupat de ele în rețeaua cristalină a mineralelor. În aceste condiții, elementul format se acumulează în crăpăturile rocilor. Din această cauză uraniul și toriul, care se găsesc de obicei în rețeaua cristalină a mineralelor, nu pot migra decît după dizolvarea mineralului radioactiv, adică după distrugerea rețelei cristaline. În schimb, atomii de radiu, ca și alți produși de dezintegrare, care se află absorbiți în crăpăturile rocilor, se pot deplasa și intra în soluție și prin difuzie, fără dizolvarea rocii, putînd participa și în procese de schimb ionic.

Din cauza caracterului lent al fenomenului de dizolvare-difuzie, concentrarea radiului în apă este cu atît mai accentuată cu cît este mai lung drumul parcurs de apa subterană în roca radioactivă, adică cu cît este mai lung timpul de contact al apei cu minereul radifer. Această concentrație mai este în funcție atît de conținutul de radiu din rocă, cît și de structura și caracterul sistemului de pori ale rocilor (39).

În aceste fenomene de migrare a elementelor radioactive, un rol important îl au și apele subterane. Din cauza unor fenomene de interacțiune între rocă și apă, cum sînt dizolvarea, oxidarea, adsorbția, precipitarea, emanarea etc., echilibrul dinamic dintre conținutul în elemente radioactive al rocilor și cel al apelor ce vin în contact cu ele se deplasează mereu în timpul curgerii apelor subterane. Astfel aceste ape contribuie la acumularea de minerale radioactive sau, în alte condiții, provoacă sărăcirea în elemente radioactive a zăcămintelor. În afară de aceste fenomene fizico-chimice, acumularea elementelor radioactive se datorește uneori și fenomenelor biologice (30), (40), (19), (20).

Energia necesară migrării elementelor radioactive este furnizată în parte de energia liberă apărută în urma dezintegrării radioactive. Efectul de bombardare a radiațiilor α contribuie și el la deplasarea atomilor, în primul rînd spre suprafață. Astfel se explică acumularea elementelor radioactive în straturile superficiale ale scoarței pămîntului.

Concentrarea elementelor radioactive în apele naturale depinde de mai mulți factori și anume :

1. Concentrarea și forma de existență a elementelor radioactive în roci.
2. Proprietățile fizico-chimice ale elementelor radioactive.
3. Compoziția chimică a apelor subterane.
4. Proprietățile fizice ale apelor și rocilor.

Radioactivitatea primordială a rocilor bazice este mai mare decît cea a rocilor acide. În rocile acide, însă, acumularea ulterioară a elementelor radioactive este mai pronunțată, fapt pentru care aceste roci prezintă de obicei o radioactivitate mai mare. În timp ce în rocile bazice substanțele radioactive sînt uniform repartizate, în rocile acide, de exemplu în granite, aceste elemente sînt concentrate în unele minerale ca titan, zirconiu sau apatită, respectiv în crăpăturile mineralelor de origine secundară.

În tabelul nr. 1 redăm după A. Vendl concentrarea medie a elementelor radioactive în diferite roci mai importante (47).

Tabelul nr. 1

Concentrarea elementelor radioactive în cîte 1 g rocă

Denumirea rocii	Uraniu 10^{-6} g	Radiu 10^{-12} g	Toriu 10^{-6} g	Potasiu radioactiv 10^{-2} g
Granit	5—54	2—18	9—50	3—6
Sienit	31—65	10—22	17—30	4—7
Bazalt	2,2—3,5	0,7—1,2	5—9	0,8—1,8
Granodiorit	—	2,5	18	2,5
Diorit	4,8	1,6	9,9	1,7
Gabrro	—	0,8	5	0,7
Peridotit	—	0,5	3	0,8
Sedimente paleozoice	—	0,5—1,3		
Sedimente mezozoice	—	0,2—1,4		
Sedimente terțiare		0,2—2,3		
Sedimente maritime recente (lut roșu)		27		
Mîl cu globigerine		7,2		
Mîl cu radiolari		36,7		
Probe de sol format din granit luate din adîncimea de 0—0,5 m		2,1—2,6		
Idem, format din gnais		1—1,3		
Idem, format din calcar		0,05—0,3		
Sol vezuvian		3,1—3,7		

Concentrarea radonului în apele minerale se face în cea mai mare măsură la suprafața rocilor radifere și în special de-a lungul liniilor de fractură, deoarece aici radonul poate difuza cel mai ușor din porii rocilor. Astfel radonul se poate concentra și în ape care nu vin în contact direct cu roca radioactivă. A. Szabó a arătat că între conținutul de radon și

cel de radiu al apei, din cauza fenomenului amintit mai sus, în general nu găsim o corelație rațională. De multe ori ape cu conținut ridicat de radon nu conțin de loc radiu și invers (34).

Deoarece concentrația radonului în apă este în funcție de viteza de scurgere a apei printre roci, radioactivitatea de obicei este în strînsă corelație și cu debitul izvorului, respectiv cu variația debitului după anotimpuri (34).

Un interes deosebit îl prezintă rocile care conțin elemente radioactive în concentrații mari : cîteva șisturi cristaline, cărbuni bruni și turbe, calcare, conglomerate și roci cu silicați de fier. Concentrația uraniului și a radiului în acestea are caracter singenetic, produs de procese de absorbție, schimb ionic, precipitare sau reducție după cum vom vedea în cele ce urmează.

Influența componenților chimici din apă asupra solubilizării sărurilor din uraniu și radiu se manifestă în foarte variate forme. Dizolvarea acestor săruri este mai accentuată în apele acide și în cele alcaline și este mai redusă în apele neutre. Conținutul de radiu, de exemplu, crește în general o dată cu alcalinitatea sau cu aciditatea apelor (6), (7).

Prezența cationilor din apă contribuie de asemenea la solubilizarea uraniului și radiului. Dizolvarea sărurilor de uraniu este accelerată de prezența ionilor de magneziu, calciu și sodiu, prin formarea de săruri duble solubile de tipul $MgCO_3 \sim UO_2(CO_3)_2$ (45).

Dizolvarea radiului din minereuri este un proces cu atît mai intens cu cît cationul din apă are raza ionică mai apropiată de cea a radiului. Acțiunea de substituire a diferiților ioni în ordinea descrescîndă a intensității este următoarea :

$$Ba^{++} > Pb^{++} > Sr^{++} > Ca^{++} > K^{+} > Na^{+}$$

În prezența unei concentrații mari a ionilor alcalinoteroși adsorbția radiului scade și concentrația lui crește (39).

Prezența anionilor sulfurici duce la precipitarea sulfaților de bariu, calciu și radiu. De aceea apele radifere de obicei sînt fără ioni sulfurici. Clorurile în general au un efect însemnat de solubilizare a uraniului. În schimb, bicarbonații au tendința de a forma combinații de tipul $Na_4UO_2(HCO_3)_3$ solubile. Saturarea cu CO_2 a apei contribuie de asemenea la dizolvarea radiului.

Un rol însemnat în dizolvarea rocilor o are și activitatea electrochimică a apelor (45). Această activitate este determinată de multe proprietăți fizice. O astfel de proprietate este potențialul redox al apei, adică concentrarea electronilor care pot lua parte în procesul de oxido-reducere, sau lucrul electric consumat la oxidarea sau reducerea unei cantități de ioni. Potențialul redox este dat de cunoscuta formulă a lui N e r n s t :

$$E_h = E_0 + \frac{0{,}058}{n} \cdot \log. \frac{(ox)}{(red)} \cdot \qquad (1)$$

Potențialul redox al apei variază în funcție de adîncime. În cazul cînd E_h este mare, uraniul se află în stare oxidată hexavalentă, ușor solubilă în apă. În cazul cînd E_h este mic uraniul este tetravalent și foarte

greu solubil. Astfel, ape cu E_h mare dezintegrează mai bine zăcămintele uranifere şi se îmbogăţesc în uraniu.

Hidrogenul sulfurat în medii reducătoare contribuie la transformarea uraniului hexavalent în uraniu tetravalent, mărind astfel tendinţa de precipitare a uraniului din soluţie.

Fenomenul de coprecipitare a ionilor cu raze ionice apropiate duce la concentrarea radiului în unele roci. O parte din radiul adus la suprafaţă (din rocile eruptive) poate fi precipitată sub formă de carbonaţi sau sulfaţi în peşteri sau, în general, în drumul parcurs de apele subterane. Apa care se infiltrează prin astfel de sedimente radifere dizolvă radonul acumulat şi apare la suprafaţă cu o radioactivitate mărită. Prin acest fenomen s-a acumulat radiul în numeroase tufuri calcaroase depozitate de apele minerale din ţara noastră, pentru a căror valorificare practică A. Szabó a elaborat o metodă experimentală (35), (39).

Concentrări secundare ale radiului şi uraniului în minereuri se mai produc şi prin adsorbţie la suprafaţa substanţelor organice, argilelor şi a sedimentelor de hidroxizi de fier şi mangan. Aceste fenomene contribuie la schimbarea echilibrului radioactiv existent între elementele radioactive atît din apă cît şi din roci, dînd naştere de multe ori la ape bogate în radon, cum sînt cele de la Sîngeorz-Băi, Borsec etc. (36), (39).

Radioactivitatea rocilor şi apelor subterane reprezintă deci un ansamblu de fenomene foarte complex. Cercetarea radiologică amănunţită a apelor minerale şi a nămolurilor depozitate de ele poate contribui în mod eficace la elucidarea acestor fenomene ce se petrec în scoarţa pămîntului.

Analiza componentelor izotopice îndeosebi poate fi mult folositoare în descoperirea relaţiilor geochimice ale rocilor din care izvorăsc apele (28). Fenomenele de deplasare a echilibrului radioactiv, respectiv acumularea unor componente radioactive din apă, pot fi cauzate şi de simpla diferenţă de solubilitate a sărurilor sau de proprietăţile chimice diferite ale elementelor radioactive. În cazul izotopilor aceste cauze se exclud şi, în consecinţă, cantităţile relative ale acestor izotopi regăsite în apă pot clarifica relaţiile geochimice reale ale rocilor şi minereurilor (30).

ASPECTELE GEOCHIMICE ŞI GEOLOGICE ALE RADIOACTIVITĂŢII APELOR, GAZELOR ŞI ROCILOR EXAMINATE ÎN ZONA CARPAŢILOR ORIENTALI

Rezultatele cercetărilor radiologice, efectuate de autori în zona Carpaţilor Orientali, sînt înscrise în tabelele nr. 2, 3, 4, 5 şi 6. În tabele sînt indicate şi rocile din care izvorăsc apele, precum şi formaţiunile geologice corespunzătoare. Rezultatele experienţelor referitoare la dozarea uraniului nu sînt trecute în tabele, întrucît conţinutul de uraniu al probelor studiate rămîne sub limita de sensibilitate a metodelor aplicate ($< 10^{-7}$ g uraniu la 1 g). Majoritatea apelor examinate (cu excepţia celor de la Sîngeorz-Băi şi Slănic-Moldova) avînd o radioactivitate redusă, măsurătorile au fost făcute numai asupra conţinutului de radon şi radiu,

lăsînd la o parte analiza produșilor de dezintegrare a lor. Analizele radiologice s-au făcut folosind metodele descrise de A. S z a b ó (31), (32), (34).

Analiza radiologică cantitativă a probelor de roci colectate de pe un teritoriu mai întins cere o muncă mai îndelungată și costisitoare. De aceea cercetările radiologice de obicei se încep cu sondaje efectuate pe teren cu ajutorul aparatelor portative prevăzute cu un contor Geiger-Müller sau camere de ionizare care așezate în foraje prin măsurarea radiației γ-globale asigură obținerea de rezultate semnificative comparabile între ele. În lipsa aparaturii menționate, o parte din probele de roci colectate, în special tufurile radifere, au fost supuse analizei radiochimice prin solubilizare, iar altele au fost studiate cu ajutorul unui dispozitiv compus dintr-un contor Geiger-Müller AC2 ecranat cu plumb și cuplat cu numărătorul sovietic B-2. Măsurătorile s-au efectuat pe cîte 10 g de rocă pulverizată în condiții geometrice standardizate.

RADIOACTIVITATEA APELOR

Din datele tabelului nr. 2 reiese că majoritatea izvoarelor din această zonă, cu excepția celor de la Sîngeorz-Băi, Slănic-Moldova și Borsec au radioactivitate sub 1 nc, în medie 0,3 nc. Din punct de vedere geologic aceste ape izvorăsc din andezitele Munților Harghita, respectiv din zona de fliș a Carpaților. Ele se plasează printre apele vadoase care provin din apele de precipitații ce se infiltrează pînă la adîncimea de 30—50 m și, dizolvînd săruri și gaze, se transformă în ape minerale carbogazoase. Din cauza drumului subteran și timpului scurt de contact al apei cu rocile, mineralizarea și radioactivitatea acestor ape sînt reduse (sub 1 g substanțe minerale la litru). În zona flișului bogat în gresie calcaroasă apele dizolvă mai mult roca (pînă la 2—3 g bicarbonați la litru). De asemenea și temperatura apelor variază sub influența mediului (între 4 și 12°C).

Radioactivitatea cea mai mare o prezintă apele carbogazoase de la Sîngeorz-Băi, conținînd pînă la 10,9 nc radon și $20{,}84.10^{-12}$ g Ra. Aceste ape provin din calcare eocene și, infiltrîndu-se prin tufuri calcaroase radifere, depozitate de însești apele minerale, se încarcă cu radon.

Este interesantă radioactivitatea ridicată a izvorului Pierre Curie de la Borsec (7,24 nc) care apare din șisturi cristaline, față de celelalte izvoare din stațiune cu o radioactivitate slabă și care provin din dolomite.

Printre apele minerale cu radioactivitate peste 1 nc mai amintim apele de la Slănic-Moldova (pînă la 3,84 nc), care izvorăsc de la contactul unor șisturi disodilice menilitice cu gresia de Kliwa (39); de asemenea izvorul Tiszás de la Tușnad-Băi (1,51 nc), precum și izvorul termal de la Praid (1,17 nc).

În privința conținutului de radiu metalic cele mai importante sînt izvoarele sărate de adîncime de la Sîngeorgiu-de-Mureș (37) (69.10^{-12} g Ra la litru), Praid ($31{,}5.10^{-12}$ g Ra la litru), Ogra—Mureș ($26{,}9.10^{-12}$ g Ra la litru) și izvoarele carbogazoase de la Anieș-Sat ($34{,}74.10^{-12}$ g Ra la litru), Slănic-Moldova ($28{,}21.10^{-12}$ g Ra la litru) și Sîngeorz-Băi ($20{,}87.10^{-12}$ g Ra la litru), Valea Vinului ($11{,}47.10^{-12}$ g Ra la litru), Borsec ($8{,}10.10^{-12}$ g Ra la litru).

Tabelul nr. 2

Conținutul de radon și radiu al apelor minerale studiate în zona Carpaților Orientali raportat la 1 l apă

Localitatea	Numele izvorului	Anul măsurării	Temperatura °C	Debit l/h	Radon		Radiu 10^{-12} g	Formațiunea geologică
					nc	unit. Mache		
Sîngeorgiu-de-Mureș	izv. artezian++	1956	17,5	1 200	0,20	0,55	69,5	nisip, marne argiloase miocene și tuf
Ogra — Mureș	izv. artezian++	1956	1,5	150	0,84	2,31	26,9	dacitic
Sovata	izv. Sturdza++++	1955	13		0,31	0,36	urme	marnă argiloasă miocenă
„	izv. Maria++++	1955	10		0,51	1,41	urme	andezit aglomerat ponțian
„	izv. Klein++	1955	15		urme	urme	1,21	marnă miocenă
„	izv. Ghera++	1955	14,5		—	—	urme	„ „
„	apeduct++++	1955	10		0,07	0,19	—	nisip filtrant
„	lacul Ursu++ adînc. 0,6 m	1955	31		—	—	—	marnă argiloasă pontică
„	lacul Ursu++ adînc. 10 m	1955	29		—	—	urme	„ „ „
„	Lacul Negru++ adînc. 3 m	1955	27		0,03	0,96	9,65	„ „ „
Praid	izv. termal+++	1955	46		1,17	3,21	31,5	zonă saliferă, miocen inferior
Borsec	izv. principal+	1955	9	9 250	0,48	1,32	0,76	dolomit permian
„	izv. Republica+	1955	9,2	1 540	0,51	1,40	0,91	„ „
„	izv. Horia+	1955	9,5	277	0,93	2,55	1,30	„ „
„	izv. Cloșca+	1955	9	174	0,90	2,47	1,10	„ „
„	izv. Crișan+	1955	9,2	70	0,42	1,15	5,10	„ „
„	izv. Kossuth+	1955	8		0,62	1,70	1,80	dolomit permian și marne levantine
„	izv. Petöfi+	1955	6,5	45	0,40	1,10	0,90	„ „
„	izv. Bălcescu+	1955	8	300	0,29	0,71	5,50	dolomit permian
„	izv. P. Curie+	1955	10,3		7,24	19,91	8,20	filit
„	izv. străvechi+	1955	10		0,31	0,85	—	dolomit permian
„	izv. 6 Martie+	1955	7,6		0,15	0,41	—	„ „
„	apeduct++++	1955	9,5		0,18	0,75	—	dolomit și șisturi cristaline
Topliţa	izv. mezotermal din bazinul băilor++++	1955	26		0,37	1,02	—	calcar cristalin, piroclastite andezitice
Dăneşti	izv. Dugas+	1949	19		0,31	0,85	—	piroclastite andezitice
„	izv. Tánacssarki+	1949	6		0,26	0,75	—	andezit cu piroxeni
Mădăraş	izv. Küpüs+	1949	6	249	0,24	0,80	—	„ „ „
„	izv. cu mercur+	1949	5		0,39	1,07	—	„ „ „
Ineu	izv. Vadkéstó+	1949	5		0,35	0,97	—	șist cristalin
Harghita-Băi	izv. Vallató+	1949	6	600	0,46	1,26	urme	andezit cu piroxeni
	izv. apa de ochi	1949	6	180	0,69	1,88	urme	„ „ „
Cîrţa	izv. Madicsa+	1949	10		0,69	1,89	urme	„ „ „

Miercurea-Ciuc	fîntîna Sfatului popular+	1949	12		0,48	1,32	—	turbă, nisip
„	fîntîna din grajd	1949	12	300	0,48	1,32	—	„ „
Şumuleu – Ciuc	izv. principal +	1949	15,5		0,38	1,05	—	andezit cu piroxeni
Jigodin	baia rece	1950	17		0,11	0,30	—	turbă, tuf andezitic
„	baia caldă+	1950	17		0,02	0,05	—	„ „ „
„	izv. apă de băut+	1950	12		0,055	0,01	—	„ „ „
Bîrzava	izv. apă de băut	1950	12,5	—	0,38	1,04	—	gresie cretacică inf.
Sîncrai	izv. Borş+	1950	12		0,27	0,72	—	piroxen andezit
Sîntimbru	izv. Pucioasa+	1950	8		0,54	1,48	urme	„ „
Tuşnad-Băi	izv. Tiszás+	1950	18		1,51	4,15	1,7	andezit amfibol
„	izv. Ileana+	1950	22		1,22	3,30	urme	biotit cu contact cu gresii
„	izv. Rudi+	1950	15	150	1,21	3,32	—	cretacice superioare
„	izv. Ana+	1951	21		0,58	1,59	urme	„ „ „
„	izv. Apor+	1950	15		0,60	1,65	—	„ „ „
„	izv. Mikes+	1951	15		0,54	1,48	0,26	„ „ „
„	izv. Stănescu I +	1951	13	12	0,61	1,67	—	„ „ „
„	izv. Stănescu bis+	1951	13	30	0,18	0,49	—	„ „ „
„	izv. la mofeta+	1951	12		0,69	1,89	—	„ „ „
Băile Transilvania	izv. Margareta+	1942			0,08	0,23	—	„ „ „
„ „	izv. Transilv.+	1942			1,08	2,97	—	„ „ „
„ „	izv. Silamer +	1942			0,55	1,52	—	„ „ „
„ „	izv. Ladislau+	1942			0,43	1,20	—	„ „ „
„ „	izv. Viorica+	1942			0,40	1,11	—	„ „ „
„ „	izv. Ana+	1942			0,31	0,87	—	„ „ „
	izv. Imola+	1942			0,28	0,78	—	
Cisar	izv. Dionisie+	1942			0,26	0,72	—	gresie cretacică inferioară
„	izv. Ciocolata+	1942			0,27	0,74	—	„ „ „
„	izv. cu alaun+	1942			0,12	0,33	—	„ „ „
„	baia caldă+	1942			0,15	0,42	—	„ „ „
Bicsad-Olt	izv. borviz+	1942			0,20	0,55	—	andezit cu hornblendă la
Ozunca-Băi	izv. apă de băut+	1942			0,61	1,68	—	contactul gresiilor cre-
„	bazinul mijloc.+	1942			0,21	0,57	—	tacice inferioare
„	baia caldă+	1942			0,46	1,16	—	„ „ „
„	baia rece+	1942			0,39	0,97	—	„ „ „
Malnaş-Băi	izv. principal+	1942	10,5	234	0,28	0,77	—	tuf andezitic
„	izv. Hercule+	1942	11		0,39	1,07	—	„ „
„	izv. Maria +	1951	11		0,13	0,36	urme	gresie cretacică inf. cu con-
								tactul andezitului
Biborţeni	izv. Baross+	1942	9		0,22	0,61	—	turbă de gresie
„	izv. Borhegy+	1942	8,5		0,20	0,55	urme	cretacic inferior
„	izv. apă de băut de la băile comunale+	1942	9		0,26	0,72	—	„ „

Tabelul nr. 2 (continuare)

Localitatea	Numele izvorului	Anul măsurării	Temperatura °C	Debit l/h	Radon		Radiu 10^{-12} g	Formaţiunea geologică
					nc	unit. Mache		
Biborţeni	baia caldă+	1942	10		0,46	1,16	—	cretacic inferior
„	baia rece+	1942	9		0,21	0,57	—	„ „
Sf. Gheorghe	izv. Pucioasa+++	1951	10	642	0,1	0,36	—	marnă argiloasă şi nisipuri levantice
Sugaş	izv. borviz+	1951	16		0,11	0,30	—	gresii cretacice inferioare
„	izv. Elisabeta+	1951	16		0,12	0,33	—	„ „ „
Odorhei	izv. Budvár++	1950	16		0,38	0,77	0,32	marnă argiloasă
„	izv. Căpîlniţa++	1950	19		0,60	1,65	0,30	sarmatică şi turbă
Seiche	izv. principal+	1951	11		0,48	1,32	2,05	„ „ „
„	baia rece+	1950	12		0,18	0,44	0,80	„ „ „
Vlăhiţa	izv. borviz+	1950	15,5		0,29	0,80	—	piroxeni cu andezit
„	izv. Lobogo+	1950	15,5		0,48	1,32	—	„ „ „
„	izv. Dobogo+	1950	13		0,52	1,43	—	„ „ „
Homorod-Băi	izv. Maria+	1950	12		0,19	0,52	—	
Lueta	izv. Seltersul secuesc+	1950	15	50	0,22	0,60	—	andezit cu piroxeni
„	izv. Kirui+	1950	12		0,17	0,46	—	„ „ „
„	izv. Livada Harghitei+	1950	12		0,15	0,41	—	„ „ „
Slănic-Moldova	izv. nr. I	1956	9	81,64	3,30	9,07	8,3	şisturi bituminoase menilitice oligocene (gresie de Kliwa)
„ „	izv. nr. I bis+	1956	10	81,25	3,84	10,56	9,62	
„ „	izv. nr. III+	1956	8,5	583,3	1,91	5,25	6,20	
„ „	izv. nr. V+	1956	8	91,6	1,09	2,99	2,01	„ „ „ „
„ „	izv. nr. VI+	1956	10	91,84	0,36	0,99	4,20	„ „ „ „
„ „	izv. nr. VIII+	1956	9	83,5	3,21	8,82	9,42	„ „ „ „
„ „	izv. nr. X+	1956	10	38,8	2,88	7,72	8,35	„ „ „ „
„ „	sonda 704+	1956	8	400	0,89	2,44	28,21	„ „ „ „
Sîngeorz-Băi	izv. nr. I+	1953	14	12	0,24	0,66	9,6	tuf calcaros
„	izv. nr. IV+	1953	14	150	8,9	24,47	16,66	„ „
„	izv. nr. V+	1953	14	39	10,9	29,97	20,87	„ „
„	izv. nr. VI+	1953	15,1	100	0,34	0,93	19,12	„ „
Anieş-Sat	izv. borviz+	1956		3	0,42	1,15	34,74	„ „
Valea Vinului	izv. principal+	1956			1,21	3,32	11,47	sedimente gresoase şi tuf calcaros

Notă. + Ape carbogazoase.
++ Ape clorosodice.
+++ Ape sulfuroase.
++++ Ape dulci.

Dintre apele sărate provenite din straturi superficiale numai în apa Lacului Negru de la Sovata s-a găsit radiu metalic ($3{,}6.10^{-12}$ g Ra la litru). Conținutul de radiu al celorlalte ape studiate (majoritatea fiind ape carbogazoase) se situează între 1 și 5.10^{-12} g Ra la litru, respectiv sub această valoare.

RADIOACTIVITATEA GAZELOR

Majoritatea gazelor mofetice din Masivul Harghita conțin și hidrogen sulfurat. Din datele tabelului nr. 3 rezultă că cele mai radioactive sînt

Tabelul nr. 3

Conținutul de radon al gazelor naturale studiate din Carpații Orientali

Locul emergenței	Anul măsurătorii	Conținut de radon la 1 l de gaz normal		Formațiunea geologică
		nc	unit. Mache	
Peștera Pucioasa — Turia	1951	0,98	2,69	andezit cu hornblendă și biotit
Tușnad-Băi, mofeta	1951	0,41	2,12	gresie cretacică superioară
Malnaș-Băi, mofeta	1942	0,31	0,85	tuf andezitic
Malnaș-Băi, izv. Hercule	1951	0,46	1,26	„ „
Izvorul Pucioasa — Sîntimbru, mofeta	1950	0,66	1,84	andezit cu piroxeni
Sugaș — Sf. Gheorghe, mofeta	1951	0,28	0,78	gresie cretacică
Covasna, mofeta	1942	0,31	0,82	con de dejecție
Borsec, izv. principal	1955	0,41	1,13	dolomit permian
Bicsad — Olt, borviz	1951	0,30	1,03	andezit cu hornblendă și biotit în contact cu gresie cretacică inferioară

gazele din peștera de la Turia (0,98 nc Rn la litru), provenite din andezite cu hornblendă și biotit, precum și cele de la izvorul Pucioasa (Sîntimbru) (0,66 nc Rn la litru), provenite din andezite cu piroxeni, ambele conținînd și hidrogen sulfurat.

Celelalte gaze naturale provin din crăpăturile rocilor sedimentare aflate în zona flișului și au o radioactivitate cuprinsă între 0,28 și 0,46 nc la litru (Tușnad-Băi, Malnaș-Băi, Covasna, Bicsad—Olt). Dintre gazele analizate numai cele de la Borsec provin din dolomite.

Radioactivitatea acestor gaze naturale trebuie să fie în corelație și cu gazul heliu, produs de dezintegrarea radonului. Prezența heliului a fost decelată alături de azot în gazele mofetelor de la Covasna (5). Analizele din trecut nu s-au extins și asupra dozării heliului, probabil din cauza dificultăților experimentale. În prezent, prospectarea acestui element este în atenția Institutului de fizică atomică, analizele făcîndu-se atît pe cale spectroscopică, cît și cu ajutorul spectrometrului de masă.

A. S z a b ó a arătat în 1949 că radioactivitatea apelor minerale din Munții Harghita crește proporțional cu conținutul de hidrogen sulfurat al apei (29). Din acest punct de vedere vor trebui examinate și izvoarele din Bazinul Transilvaniei, gazele cu conținut de COS de la Odorhei, ca și apele sulfuroase din zona flișului.

RADIOACTIVITATEA NĂMOLURILOR TERAPEUTICE ŞI A SEDIMENTELOR DEPOZITATE DE APELE MINERALE

Datele analizelor efectuate asupra radioactivităţii nămolurilor şi sedimentelor de diferite proveniențe sînt trecute în tabelul nr. 4.

Tabelul nr. 4

Conţinutul de radiu al nămolurilor şi depunerilor din apele minerale studiate în zona Carpaţilor Orientali raportat la cîte 1 g substanţă uscată la 100°C

Locul ridicării probelor	Anul luării probelor	Conţinutul de radiu 10^{-12} g	Formaţiunea geologică
Sîngeorgiu-de-Mureş	1956	1,2	marnă argiloasă, sarmaţiană (adîncime 273 m)
Borsec, izv. Horia	1955	3,5	dolomit permian
„ izv. Crişan	1955	2,9	„ „
„ izv. Kossuth	1955	1,2	marnă levantină pe dolomit
„ izv. Petöfi	1955	0,9	„ „ „ „
„ izv. Bălcescu	1955	6,6	dolomit şi şisturi cristaline
„ izv. Pierre Curie	1955	2,1	filit
„ nămol feruginos	1955	3,1	„
Sovata, Lacul Ursu	1955	0,45	marnă argiloasă pontică
„ mlaştina „Rîpa cu sare"	1955	0,31	„ „ „
„ apeduct, nămol filtrant	1955	0,21	nisip cuarţos
Sanatoriul Turia, izv. cu alaun	1947	5,9	gresie cretacică inf.
„ „ izv. „Bufogo"	1947	5,3	andezit cu hornblendă, biotit
Sîntimbru, izv. Pucioasa	1950	4,6	andezit cu piroxeni
Tuşnad-Băi, izv. Tiszás	1950	4,3	andezit cu hornblendă, biotit
Odorhei, Seiche	1950	2,03	marne arg. sarmatică
„ Căpîlniţa	1950	0,56	„ „ „
Sîngeorz-Băi, izv. 1—2—3	1956	12,9	tuf calcaros
Anieş-Sat, izv. borviz	1959	30,4	„ „
Slănic-Moldova, izv. nr. 704	1960	24,5	tuf feruginos

În zona domurilor gazeifere, la Sîngeorgiu-de-Mureş şi Ogra — Mureş, întîlnim nămoluri aduse la suprafaţa pămîntului de către apele din fîntînile arteziene (37). Apele de suprafaţă, prin dezagregarea argilelor sărate, dau naştere la formarea de nămoluri terapeutice (Sovata, Homorod etc.) (38). În zona vulcanică a Munţilor Harghita formarea nămolurilor este legată de efectele postvulcanice. Emergenţele de gaze, prin barbotarea peste nămolul provenit de la argilele dezagregate le ţine în permanentă mişcare (de exemplu „Şopîrla diavolului" de la Covasna).

Un alt tip de nămol terapeutic se formează prin sedimentarea acestuia în jurul izvoarelor minerale. În cazurile unde ivirile de apă se fac într-un teren orizontal, curgerea apei este un proces lent şi, de aceea se formează teren mlăştinos în care materialul turbos al plantelor în putrefacţie adsoarbe sărurile precipitate din apele minerale.

La apele calcaroase (Borsec, Iacobeni — Ciuc) sedimentele calcaroase albe sînt dominante, pe cînd în zona andezitică a Munţilor Harghita sedi-

mentele au culoare roșcată din cauza combinațiilor de fier. Prin uscarea mlaștinilor se formează un tuf calcaros cu incluziuni de substanțe organice.

În regiunile deluroase unde apa minerală poate curge fără staționare, sărurile dizolvate pot precipita și sedimentează în stare pură formînd coline de tuf calcaros (Sîngeorz-Băi, Anieș-Sat, Borsec, Tușnad).

Sedimentele din apropierea sanatoriului Turia, unde în trecut se găsea izvorul Pucioasa — Turia formează o trecere între cele două tipuri menționate mai sus. În apropierea emergenței, apele carbogazoase slab sărate au depozitat sedimente feruginoase, iar la o distanță mai mare precipită calcarul rămas în soluție.

Printre nămolurile și sedimentele descrise, radioactivitate mai accentuată o prezintă cele din jurul peșterii de la Turia ($4-6{,}6.10^{-12}$ g Ra la g). În nămolurile provenite de la apele sărate conținutul de radiu este redus ($0{,}31-1{,}2.10^{-12}$ g Ra la g). Aceste date concordă foarte bine cu constatarea generală conform căreia sedimentele calcaroase și cele cu hidroxid feric sînt substanțe absorbante ale sărurilor de radiu. Astfel se explică și faptul că (tabelele nr. 1—4) conținutul de radiu al sedimentelor nu este în raport direct cu radioactivitatea în radiu și radon a apelor minerale din care derivă.

La Borsec, de exemplu, sedimentele de tuf calcaros feruginos de la izvorul Bălcescu conțin cel mai mult radiu, cu toate că radioactivitatea apei din izvor este mică (0,29 nc radon, $5{,}5.10^{-12}$ g Ra la litru). În același timp, sedimentele izvorului Pierre Curie — cu apă puternic radioactivă (7,24 nc radon și $8{,}2.10^{-12}$ g Ra la litru) — conțin puțin radiu ($2{,}1.10^{-12}$ g Ra la g tuf).

Această discordanță apare și mai accentuată în cazul apei sărate de adîncime (273 m) de la Sîngiorgiu-de-Mureș, care depune un nămol cu numai $1{,}2.10^{-12}$ g Ra/g, cu toate că apa conține $69{,}5.10^{-12}$ g Ra la litru.

În sedimentele zonei gazeisalifere este de remarcat nămolul calcaros feruginos de la Seiche — Odorhei cu un conținut de $2{,}3.10^{-12}$ g Ra/g. Aceasta nu provine din nămolul argilos al zonei saline, ci din sedimentele izvoarelor cu gaze amestecate și bogate în bicarbonați.

În afară de tufurile calcaroase și feruginoase depozitate de apele minerale, mai apar ca buni adsorbanți ai sărurilor radioactive atît turbele, cît și cărbunii bruni care adsorb intens combinațiile de uraniu. Din acest punct de vedere vor trebui examinate în viitor ocurențele de lignituri de la Chepet, Vîrghiș, Ilieni, Sf. Gheorghe, Borsec și Ditrău.

RADIOACTIVITATEA MINERALELOR ȘI ROCILOR

Rezultatele măsurătorilor efectuate în această direcție sînt trecute în tabelul nr. 5. Ne putem aștepta la valori mai mari ale radioactivității în rocile granitice. Referitor la compoziția chimică și cea mineralogică a sienitelor de la Ditrău ne stau la dispoziție suficiente date, pe care comparîndu-le cu rezultatele măsurătorilor radiologice, putem trage unele concluzii geochimice. Rezultatele noastre concordă cu datele obținute de A. Földvári în R.P.U. (13), (14).

Tabelul nr. 5

Radioactivitatea rocilor studiate în zona Carpaţilor Orientali

Roci şi locul ocurenţei	A	B	C	D	Observaţii
I. *Radioactivitate apreciabilă (1—3)*					
Tuf calcaros-feruginos, Borsec	650	300	350	1,17	
II. *Radioactivitate slabă (0,5—1)*					
Aplit sienitic, Ditrău	500	300	200	0,70	
III. *Radioactivitate neînsemnată (0,1—0,5)*					
Diorit-gnais, Sîndomenic	415	305	110	0,36	
Pegmatit granitic, Bilbor	420	315	105	0,33	
Filit, Borsec	410	310	100	0,32	
Hornblendit, Ditrău	420	321	99	0,31	
Granit-gnais, Borsec	360	300	60	0,20	
Pegmatit-granitic cu turmalină, Ineu	360	300	60	0,20	
Galenă în caolin, Harghita-Băi	350	300	50	0,17	
Hematit silicios şi piroluzită, Vîrghiş	340	290	50	0,17	
Sienit, Ditrău	370	320	50	0,16	
Blendă cu galenă, Corbu	380	330	50	0,16	
Dolomit, Borsec	350	300	50	0,16	
Şisturi bituminoase, Covasna — Comandău	340	300	40	0,13	
IV. *Fără radioactivitate (0—0,1)*					
Lignit levantin, Ilieni	325	300	25	0,08	
Braunit, Vîrghiş	330	310	20	0,07	
Şisturi grafitoase, Borsec	310	300	10	0,03	
Serpentină cu crizotil, Vîrghiş	305	300	5	0,02	
Bazalt, Topliţa	305	305	—	—	
Limonit, Mădăraş	305	305	—	—	
Gresii vărgate, cretacice, Herculian	305	304	1	—	
Andezit bazaltic cu aragonit, Malnaş-Băi	310	310	—	—	
Sulf nativ în andezit alterat, Munţii Călimani	300	300	—	—	
Marmură dolomitică, Tomeşti	310	310	—	—	
Marnă argiloasă, Vîrghiş	300	300	—	—	
Melafir cu filoane de calcit, Vîrghiş	300	300	—	—	
Hematit, Biborţeni, vîrful Cucu	310	311	1	1	
Hematit silicios, Vîrghiş	304	308	—	—	
Tuf diabazic, Vîrghiş	295	300	—	—	
Marnă cretacică superioară vărgată, Dalnic	310	315	—	—	
V. *Date comparative corespunzătoare altor ocurenţe*					
Braunit negru-vînăt, Urkut — R.P.U.	1 082	97	985	10,1	după K. Méhes
Marnă verde lîngă minereul de Mn, Urkut — R.P.U.	260	99	161	1,6	după K. Méhes
Lut brun, Urkut — R.P.U.	158	101	57	0,5	după K. Méhes
Granit, Munţii Velence, Székesfehérvár — R.P.U.	1 640	800	840	1,05	după A. Földvári (13)
Aplit, Munţii Velence, Székesfehérvár — R.P.U.	1 980	800	1 180	1,48	după A. Földvári (13)
Cuarţit feros, Munţii Velence, Székesfehérvár — R.P.U.	1 240	800	440	0,55	după A. Földvári (13)

Notă. A = Activitate totală (imp./min.); B = fondul cosmic; C = diferenţă; A — B (activitatea rocii); D = raportul C : B.

În unele masive de sienite se înregistrează radioactivitate mai mare la varietățile de culoare mai închisă, mai bogate în titanit, conținînd și minerale care în general sînt purtătoare de radiu și toriu (zirconiu, apatită, epidot, ortită, monazită și altele).

Conform cercetărilor efectuate de S. Szalay în Munții Mecsek din R.P.U. originea radioactivității poate fi căutată și în biotitele din rocile magmatice (43). Din acest punct de vedere se vor putea obține rezultate mai interesante prin analiza acelor sienite de la Ditrău, în care biotitul apare sub forma unor plăci mai mari (lepidomelane).

Corelația biotitului cu radioactivitatea rocilor se pune în evidență și prin faptul că gazele de CO_2 emergente din rocile cu amfibol-biotit-andezit de la peștera Turia au o radioactivitate de 0,98 nc la litru, iar gazele provenite din andezitele cu piroxeni de la Sîntimbru, care nu conțin biotit, au o radioactivitate de numai 0,66 nc la litru.

O radioactivitate mai accentuată se observă la pegmatitele granitice și la aplitele de la Dealul Mare (Ineu) și la Bilbor asupra cărora în viitor trebuie efectuate analize mai amănunțite.

În Munții Perșani se găsesc dese iviri la suprafață ale mezoeruptivului în care sînt prezente și mineralele radioactive (titanit, ilmenit, zirconiu, apatit etc.).

Aceste roci ale mezoeruptivului se regăsesc și în calcarele din Haşmaşul Mare și chiar pînă în valea Bistriței.

Andezitele din Masivul Harghita, care reprezintă vulcanismul neogen, nu prezintă radioactivitate mărită. Doar în andezitele cu biotit ne putem aștepta la o radioactivitate mai apreciabilă. Acestea se regăsesc în masivul care începe de la vechea cetate Balvatoria și se continuă prin vîrful Pucioasa — Turia, vulcanul gemen de la lacul Ana, vîrful Pilișca Mare, pînă la Herculian.

Biotitul se mai găsește în dacitele din Munții Călimani.

Mai recent, I. Treiber și A. Szabó au analizat radioactivitatea andezitelor alterate din Munții Gurghiului de nord. Autorii au constatat că rocile cu caracter chimic mai acid prezintă o radioactivitate mai pronunțată cu excepția rocilor provenite dintr-o fază de efuziune mai veche (46).

De asemenea radioactivitatea rocilor diferă și după felul alterării. Ea este mai pronunțată la rocile caolinizate și silicifiate și mai scăzută la cele propilitizate.

Din datele bibliografice reiese că dintre rocile sedimentare, sedimentele calcaroase marine pot avea radioactivitate mai mare. Trebuie acordată o deosebită atenție din acest punct de vedere masivelor de calcar din Munții Perșani și Haşmaşul Mare.

Din acest punct de vedere va trebui să fie analizată în viitor și zona de fliș carpatic. O radioactivitate accentuată s-a constatat și la șisturile bituminoase cu urme de pești din oligocen.

În figura 1 sînt reprezentate datele topografice corespunzătoare cercetărilor radiologice efectuate.

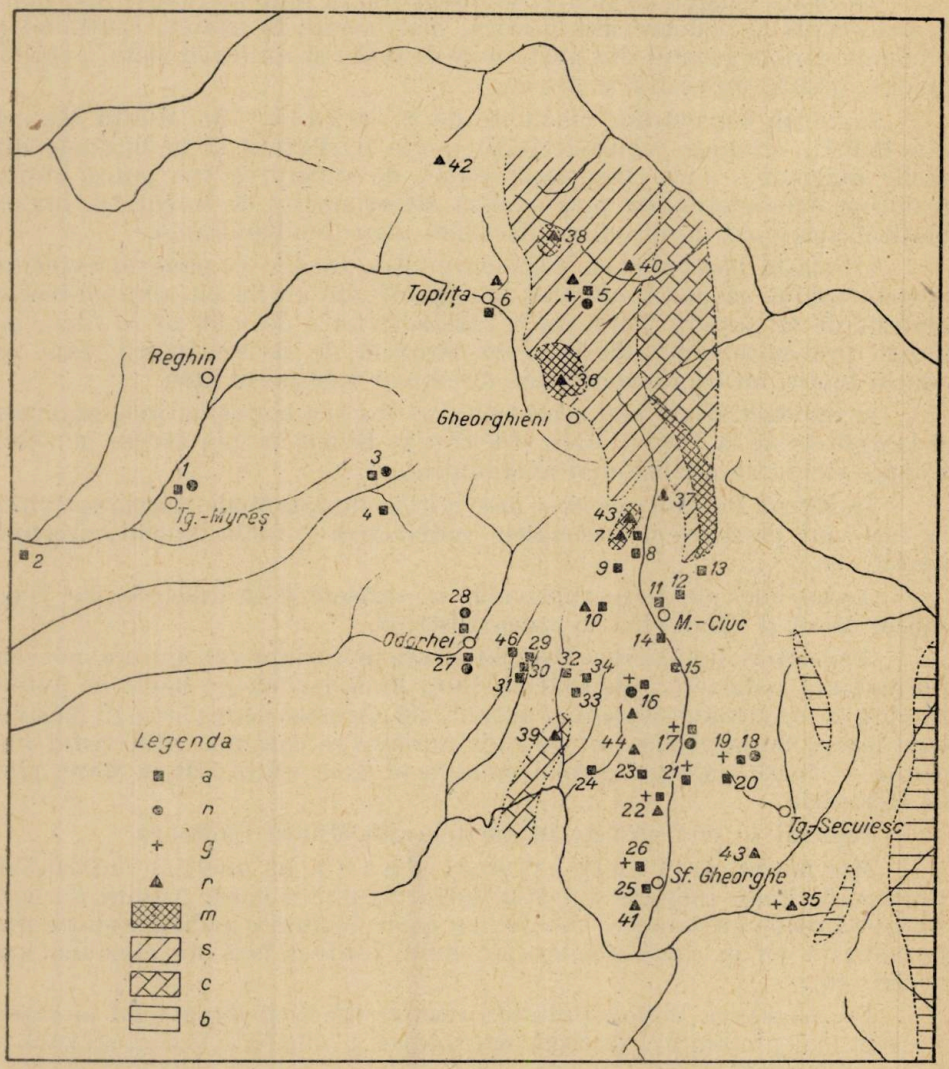


Fig. 1. — Datele topografice corespunzătoare cercetărilor radiologice efectuate.

Legenda. Cercetări radiologice pentru radon şi radiu. *a*, Ape minerale; *n*, nămoluri; *g*, mofete (CO_2); *r*, roci. Zone cu radioactivitate mai mare. *m*, Roci magmatice; *s*, şisturi cristaline; *c*, calcare şi roci eruptive mezozoice; *b*, şisturi bituminoase oligocene.

Locurile de ocurenţă ale probelor de roci analizate: *1*, Sîngeorgiul-de-Pădure; *2*, Ogra — Mureş; *3*, Sovata; *4*, Praid; *5*, Borsec; *6*, Topliţa; *7*, Ineu; *8*, Dăneşti; *9*, Mădăraş; *10*, Harghita-Băi; *11*, Miercurea-Ciuc; *12*, Şumuleu; *13*, Bîrzava; *14*, Jigodin; *15*, Sîncrai; *16*, Sîntimbru; *17*, Tuşnad-Băi; *18*, Băile Transilvania; *19*, Peştera de la Turia; *20*, Cisar — Turia; *21*, Bicsad — Olt; *22*, Malnaş-Băi; *23*, Ozunca-Băi; *24*, Biborţeni; *25*, Sf. Gheorghe; *26*, Sugaş; *27*, Odorhei; *28*, Seiche — Odorhei; *29*, Vlăhiţa — uzina; *30*, Vlăhiţa, izvorul Lobogo; *31*, Vlăhiţa, Băile-Dobogo; *32*, Lueta, izvorul Seltersul secuiesc; *33*, Lueta, izvorul Kirui; *34*, Lueta, izvorul Livada Harghitei; *35*, Covasna; *36*, Ditrău; *37*, Sîndomenic; *38*, Bilbor; *39*, Virghiş; *40*, Corbu; *41*, Ilieni; *42*, Munţii Călimani; *43*, Tomeşti; *44*, Herculian; *45*, Dalnic; *46*, Homorod-Băi.

PERSPECTIVELE CERCETĂRILOR RADIOGEOLOGICE ÎN CARPAȚII ORIENTALI

Cercetările efectuate de autori au un caracter orientativ. Din rezultatele experimentale nu se pot trage încă concluzii definitive. Aceste rezultate arată însă clar importanța și necesitatea continuării cercetărilor radiogeologice în mod sistematic pe acest teritoriu.

Una din sarcinile de cercetare o constituie prospectarea substanțelor radioactive naturale (U, Th, Ra), necesare institutelor științifice și industriei. Pe de altă parte cercetarea repartiției elementelor radioactive în rocile din scoarța pămîntului are o importanță mare din punct de vedere geochimic și geofizic.

Prin aceste cercetări este posibilă și prospectarea unor minerale radioactive care cu ajutorul altor metode geologice clasice nu s-ar putea realiza decît cu multe greutăți.

Paralel cu cercetările radiogeologice, în viitor vor trebui efectuate și analize chimice sistematice, întrucît datele analizelor din trecut nu pot fi folosite în acest scop. Datele de analiză ale gazelor, obținute în diferite perioade, conțin multe contradicții. Cele mai multe analize vechi nu erau complete și se refereau numai la dozarea unor anumite componente unice. În literatură se găsesc cele mai bogate date referitor la gazul metan din Bazinul Transilvaniei. Analizînd compoziția acestor gaze F. T. Ciupagea a găsit un conținut de azot exagerat de mare (10) ceea ce se explică prin faptul că autorul a determinat azotul ca diferență rămasă după determinarea celorlalte componente mai importante (CO_2, H_2, O_2, CH_4). În trecut nu s-a semnalat prezența azotului în gazele din izvoarele sărate carbogazoase de la Odorhei. În schimb, s-a detectat prezența gazului COS, pe care nu-l regăsim printre datele publicate de F. T. Ciupagea, probabil din cauză că, în aer umed, acest gaz se descompune în CO_2 și H_2S (10).

$$COS + H_2O \rightarrow CO_2 + H_2S \qquad (2)$$

Analizele sistematice de viitor vor prezenta interes și din punctul de vedere al prospectării gazelor nobile a căror importanță tehnică și științifică a crescut mult în prezent.

Situația este similară și în ceea ce privește analizele de ape minerale care, împreună cu datele radiologice, vor putea fi de mare folos în cercetările geochimice. Din păcate, exceptînd cîteva analize recente, cele mai multe date de analiză existente nu pot servi decît la stabilirea tipului apelor minerale.

Sînt încă foarte sporadice și rezultatele analizelor referitoare la microcomponentele apelor, deși importanța acestora a crescut atît din punct de vedere geochimic, cît și medical (34).

Cercetările radiologice amănunțite vor putea contribui și la stabilirea originii diferitelor tipuri de ape minerale.

În zona de fliș carpatic sînt multe izvoare de ape dulci, care se clasează printre izvoarele minerale numai datorită hidrogenului sulfurat (Valea Seacă, Belin, Dalnic, Beșeneu etc.), de asemenea apele sulfuroase

provenite din șisturile bituminoase de la Covasna, Comandău, Plăieși — Ciuc etc. În unele locuri alături de apele sulfuroase, la cîțiva metri găsim izvoare de apă carbogazoasă fără hidrogen sulfurat (Plăieșii-de-Jos, Alungeni, Bodoc, Olteni, Malnaș-Băi). Hidrogen sulfurat mai apare și în izvoarele sărate din Bazinul Transilvaniei.

În zona saliferă și a domurilor de gaze, la marginea bazinului găsim revărsări de gaze cu conținut de COS (Odorhei, Corund, Crăciunel).

În regiunea postvulcanică din Munții Harghita izbucnesc gaze cu amestec de CO_2 și H_2S. Acestea ajung la suprafață cîteodată prin barbotare peste borvizuri, imprimîndu-le mirosul de hidrogen sulfurat.

Apele carbogazoase, emergente din roci cu radioactivitate mai însemnată vor trebui analizate și din punctul de vedere al microcomponentelor (izvoarele de la Ineu și borvizurile de la Bilbor emergente din șisturi cristaline cu granit pegmatic aplitic, ca și borvizul de la izvorul Madicsa de la Cîrța, borvizurile de la Corbu și Tulgheș). De asemenea merită atenție și cercetarea borvizurilor emergente din sienite de lîngă Ditrău (Ciumani, Remetea), care — deși izvorăsc departe de zona salină — totuși conțin mult clor.

Un interes mărit trebuie acordat izvoarelor mezotermale de la Toplița, Lunca-Bradului, Dănești, Racul, Jigodin, Tușnad etc. De asemenea și apele termale provenite din forajele de adîncime din bazinul Baraoltului și cele din raionul Ciuc, vor trebui cercetate deoarece conțin mult fier și, probabil, elemente radioactive.

Cercetările vor trebui să fie extinse și asupra ocurențelor noi de nămoluri și mlaștini terapeutice. Materialele calcaroase-feruginoase și materiile vegetale în descompunere au un rol important în formarea nămolurilor. Sînt buni adsorbanți ai radiului și uraniului.

În viitor, cercetările trebuie extinse asupra sedimentelor permiene sau mezozoice. În muntele Cărpiniș (Ineu) sedimentele permiene sînt probabil radioactive. În Vîrghiș lîngă vîrful Comoara regăsim erupții mezozoice cu diabaze și serpentine. În mina de fier din acest loc găsim hematite cu silice și braunit însoțite de substanțe de culoare roșcată-verde, care pot fi considerate ca produși de dezagregare în fundul mării ai rocilor magmatice.

Ocurențele similare de la Urkut (R.P.U.) prezintă o radioactivitate însemnată (tabelul nr. 5).

Este interesant de cunoscut conținutul ocurențelor începînd de la Racoșul-de-Jos, Racoșul-de-Sus pînă la Vîrghiș.

Totodată prezintă interes marnele argiloase de la Borsec și de la Ditrău care înglobează lignit și care s-au format prin dezagregarea rocilor cu radioactivitate apreciabilă din împrejurimi. Analizele de cenușă au arătat că acești cărbuni conțin și elemente rare.

Considerațiile din această lucrare arată marea importanță a continuării cercetărilor radiologice pe acest teritoriu. Analizele sistematice complexe ale gazelor, nămolurilor și rocilor vor contribui la prospectarea unor materii prime încă nedescoperite și la rezolvarea unor probleme geochimice, geofizice și balneologice, deci vor constitui o importantă problemă economică a regiunii.

О РАДИОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ В ВОСТОЧНЫХ КАРПАТАХ

РЕЗЮМЕ

После краткого обзора исследований по определению естественной радиоактивности пород в зоне Восточных Карпат, проведенных за последние 35 лет, авторами рассматриваются геофизические и геохимические данные и закономерности, объясняющие происхождение радиоактивной способности минеральных вод, естественных газов, лечебных илов и пород, и доказывается значение радиогеологических исследований для данной территории.

В частности авторы доказывают большое значение сравнительного изучения концентраций радиоактивных изотопов в различных веществах, образовавшихся в результате распада элементов (урания, тория), с целью определения характера некоторых геохимических процессов, развивающихся в земной коре.

На основании обширного фактического материала, собранного в течение последних лет авторы приходят к некоторым выводам в области геофизики, геохимии и геологии. Приводимые экспериментальные данные получены в результате радиогеологического исследования воды в 102 источниках (табл. 2), 9-ти выходах естественных газов (табл. 3), 20-ти обнажений лечебных илов и минеральных отложений (табл. 4), соответствующих 36-ти разновидностям пород, развитых на территории Восточных Карпат (табл. 5).

К работе прилагается схематическая геологическая карта с точками отбора исследованных проб (рис. 1).

Настоящая работа представляет собой первую попытку в области радиогеологических исследований в РНР. На основании сделанных ориентировочных выводов, авторами детально рассматриваются возможности и перспективы радиогеологического исследования на изученной территории, с указанием конкретных объективов для будущих исследований большого экономического значения.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Топографическая основа проведенных радиологических исследований.

Условные обозначения: Радиологические исследования на радон и радий: *a* — минеральные воды ; *n* — илы; *g* — мофетты (CO_2); *r* — горные породы.

Зоны повышенной радиоактивности: *m* — магматические породы; *s* — кристаллические сланцы; *c* — известняки и мезозойские изверженные породы; *b* — олигоценовые горючие сланцы.

Точки отбора проб исследованных пород: *1* — Сынджеорджиул де Пэдуре; *2* — Огра-Муреш; *3* — Совата; *4* — Праид; *5* — Борсек; *6* — Топлица; *7* — Инеу; *8* — Дэнешть; *9* — Мэдэраш; *10* — Харгита-Бэй; *11* — Меркуря Чук; *12* — Шумулеу; *13* — Бырзава; *14* — Жигодин; *15* — Сынкрай; *16* — Сынтибру; *17* — Тушнад- Бэй; *18* — курорт Трансильвания, *19* — Пещера Турия; *20* — Чисар-Турия; *21* — Бикшад-Олт; *22* — курорт Малнаш; *23* — Озунка-Бэй; *24* — Биборцени; *25* — Сф. Георге; *26* —

Сугаш; *27* — Одорхей; *28* — Сейке-Одорхей; *29* — завод Влэхица; *30* — Влэхица, курорт Лобого; *31* — Влэхица, курорт Добого; *32* — Луета, источник Селтерс Секуеск; *33* — Луета, источник Кируй; *34* — Луета, источник Ливада Харгитей; *35* — Ковасна; *36*—Дитрэу; *37* — Сындоменик; *38* — Бильбор; *39*—Вэргиш; *40* — Корбу; *41* — Илиень; *42* — горы Кэлимань ; 43 — Томешть; *44* — Херкулиан; *45* — Далник; *46* — Хомород-бэй.

CONTRIBUTION À LA RECHERCHE RADIOGÉOLOGIQUE DANS LES CARPATES ORIENTALES

RÉSUMÉ

Dans ce travail, les auteurs font un historique des recherches sur la radioactivité naturelle dans la zone des Carpates orientales, durant les 35 dernières années. En analysant ensuite les phénomènes ainsi que les lois géophysiques et géochimiques par lesquels on explique l'origine de la radioactivité des eaux minérales, des gaz naturels, des vases thérapeutiques et des roches, les auteurs démontrent l'importance des recherches radiologiques dans ce territoire.

Le travail fait surtout ressortir l'importance qu'il y a de comparer les concentrations dans les substances naturelles des différents radioisotopes provenus de diverses familles de désintégration (uranium, thorium), ce qui permet d'élucider certains processus géochimiques ayant lieu dans l'écorce terrestre.

On fournit ici les conclusions des recherches géophysiques, géochimiques et géologiques fondées sur un matériel très riche, obtenu par les auteurs durant les dernières années. Le matériel expérimental présenté comprend l'analyse radiologique de 102 sources d'eau (tableau 2), de 9 sources de gaz naturels (tableau 3), de 20 occurences de vases thérapeutiques et de dépôts minéraux (tableau 4), enfin de 36 variétés de roches des Carpates orientales (tableau 5).

Le travail, qui comprend aussi une esquisse géologique dans laquelle sont mentionnés les endroits de prélèvement des échantillons étudiés (fig. 1), représente un point de départ dans la littérature roumaine de radiogéologie. Fondés sur les conclusions — à caractère d'orientation — les auteurs indiquent de façon détaillée les diverses possibilités et perspectives des recherches radiogéologiques, en précisant les objectifs des recherches futures qui s'imposent et qui s'encadrent dans les problèmes économiques les plus importants de cette région.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1.— Données topographiques correspondant aux recherches radiologiques effectuées.

Légende. Recherches radiologiques concernant le radon et le radium. *a*, Eaux minérales ; *n*, vases ; *g*, mofettes (CO_2) ; *r*, roches.

Zones à grande radioactivité : *m*, Roches magmatiques ; *s*, schistes cristallins ; *c*, calcaires et roches éruptives mésozoïques ; *b*), schistes bitumineux oligocènes.

Endroits où ont été récoltés les échantillons de roches analysés : *1*, Sîngeorgiul-de-Pădure ; *2*, Ogra-Mureș ; *3*, Sovata ; *4*, Praid ; *5*, Borsec ; *6*, Toplița ; *7*, Ineu ; *8*, Dănești ; *9*, Mădăraș ; *10*, Harghita-Băi ; *11*, Miercurea-Ciuc ; *12*, Șumuleu ; *13*, Bîrzava ; *14*, Jigodin ; *15*, Sîncrai ; *16*, Sîntimbru ; *17*, Tușnad-Băi ; *18*, Băile-Transilvania ; *19*, Peștera de la Turia ; *20*, Cisar-Turia ; *21*, Bicsad-Olt ; *22*, Malnaș-Băi ; *23*, Ozunca-Băi ; *24*, Biborțeni ; *25*, Sf. Gheorghe ; *26*, Sugaș ; *27*, Odorhei ; *28*, Seiche-Odorhei ; *29*, Vlăhița-uzina ; *30*, Vlăhița, source Lobogo ; *31*, Vlăhița, source Dobogo ; *32*, Lueta, source Selters secuiesc ; *33*, Lueta, Kirui ; *34*, Lueta, Băile-Livada Harghitei ; *35*, Covasna ; *36*, Ditrău ; *37*, Sîndomenic ; *38*, Bilbor ; *39*, Vîrghiș ; *40*, Corbu ; *41*, Ilieni ; *42*, monts Călimani ; *43*, Tomești ; *44*, Herculian ; *45*, Dalnic ; *46*, Homorod-Băi.

BIBLIOGRAFIE

1. ATANASIU G., *Radioactivité de quelques sources minérales, thermales et d'eau douce de Transylvanie, de Crișana et de Banat. I*, An. Inst. geol. Rom., 1926, **XII**, *1*.
2. — *Radioactivité des sources d'eau de Roumanie. III*, An. Inst. geol. Rom., 1931, **XVI**, *1*.
3. — *Quelques remarques sur l'origine et sur la répartition régionale des sources d'eaux radioactives de Roumanie*, Bull. de la Soc. Roum. de Physique, 1941, **XLII**, 78.
4. — *Sur la présence et sur le dosage du radium dans les dépôts naturels de quelques sources d'eau minérales*, Revue de Physique, Acad. Roum., 1957, **II**, *1*, 33 ; Bul. științ. Acad. R.P.R., seria mat.-fiz. 1954, **VI**, *1*, 125.
5. BALKAY B., *A rádiogeológia alapvetö elvei és tényey*, Földtani Közl., 1931, 197 old.
6. BALOGH L., SZABÓ E. și SOÓS P., *Conținutul de radon al unor izvoare de apă minerală de la Covasna*, Revista medicală, 1960, **II**, 252.
7. BARABÁS B., BALOGH L. și TÖKÉS B., *Conținutul de radiu al unor ape minerale de la Covasna*, Revista medicală, 1960, **IV**, 464.
8. BÁNYAI JÁNOS, *A Magyar Autonóm Tartomány hasznositható ásványi kincsei*, Ed. de stat, București, 1957.
9. CALINICENCO N., ANTONESCU V., VISCRIAN I. și TIBU M., *Contribuții la studiul radioactivității rocilor prin metoda absorbției*, Anal. șt. Univ. Iași, 1960, **VI**, *2*, 273.
10. CIUPAGEA F. T., *Sur la composition des gaz libres de quelques sources salées dans la partie SE de la cuvette Transylvaniaine*, Bull. de la Sect. Sci. Acad. Roum., 1943, **I**.
11. CODARCEA AL., CODARCEA M. și IANOVICI V., *Structura geologică a masivului de roci alcaline de la Ditrău*, Bul. științ. Acad. R.P.R., Secția geol.-geogr., 1957, **II**.
12. DIMA G. A., *Recherches sur la radioactivité des sources minerales de Roumanie*, Bull. Acad. Roum., 1927, **X**, 141.
13. FÖLDVÁRI A., *A magyarországi rádioaktiv anyagkutatás földtani és közettani vonatkozásai*, Földtani Int. Beszámolók, 1948, **X**, 35.
14. — *A rádioaktiv anyagok geokémiája a Mecsek hegységben*, M. Tud. Akad. Müszaki Oszt. Közl., 1953, **V**, 11.
15. HEE I., *Recherches sur la radioactivité d'un granite de Voges par la méthode photographique*, An. des Géopyhisique, 1948, **IV**.
16. IDRICEANU T., *Magnetismul și rocile magnetice din R.P.R.*, Natura, 1959, *12*.
17. KOCH A., *A ditrói szienit tömzs*, M. Tud. Akad. Term. Tud. Kör. Ert., 1879, **XI**.
18. MAGERU V. și BLĂNARIU D., *Contribuții la studiul radioactivității rocilor*, Stud. și cerc. fiz. și șt. teh., Acad. R.P.R., Filiala Iași, 1958, **IX**, *2*.
19. MIHOLIC S., *Radioactive waters from Sediments*, Geochimica et Cosmochimica Acta, 1958, **XIV**, 225.
20. — *Secondary Enrichments of Uranium in Sediments*, Report of the Geological Congress, Copenhagen, XXI. Session Norden, 1960, **XV**, 76.
21. MAURITZ B., *A magmatikus differenciáció a ditrói és mecseki foyanitos kozetekben*, Mat. Term. tud. Ert. M. Tud. Akad., 1925, 241.
22. MAURITZ B., VENDL M. és HARWOOD J., *A ditrói szienittovábbi petrokémiai vizsgálata*, Mat. és Term. tud. Ertesitö. M. Tud. Akad., Budapesta, 1925.

23. MÉHES K., *Kisérletek a génti bauxit izoradiációs reszlettérképezé séhez*, Föld. Közl., 1951, 454.
24. — *Üledékes közeteink radiogeológiai vizsgálata. I. Bauxitok*, Földt. Közl., 1951, 97.
25. — *Üledékes közeteink radiogeológiai vizsgálata. II. Mangén*, Földt. Közl., 1955, 386.
26. — *Rádiogeológia és rádiometria*, Föld. Int. kiadása, Budapesta, 1957.
27. STRAUB J., *Erdélyi gyógyvizek kémiai összetétele*, Földt. Int. kiadása, Budapesta, 1950.
28. SZABÓ ARPÁD, *Budapesti hévforrások vizének rádiologiai vizsgálata*, Doktori értekezés, Kolozsvár, 1943.
29. — *Székelyföldi ásványvizek és forrásgázak rádioaktiv vizsgálata*, Hidrológiai Közlöny, 1949, *1—2*.
30. — *Principii experimentale noi în analiza apelor minerale radioactive şi caracteristicile metodelor măsurătorilor experimentale*, Stud. şi cercet. şt., Acad. R.P.R., Filiala Cluj, 1952, **III**, *1—2*.
31. — *Studiul amănunţit al radioactivităţii apelor minerale din R.P.R.*, Bul. ştiinţ. Acad. R.P.R., seria mat.-fiz., 1954, **VI**, *1*.
32. — *Ásványvizek, gyógyiszapok és kőzetek rádioaktiv vizsgálata a RNK-ban és a méréseknél alkalmazott rádiokémiai eljárások*, Bolyai Évkönyv, Kolozsvár, 1956.
33. SZABÓ A., SOÓS I., SCHWARTZ A., BÁNYAI J. şi VÁRHELYI CS., *Cercetarea chimică, radiologică, geologică şi fiziologică a cîtorva ape minerale şi gaze naturale din Reg. Aut. Mag.*, Stud. şi cercet. şt., Acad. R.P.R., Filiala Cluj, 1955, seria I, **VI**, *3—4*.
34. — *Magyar Autonóm Tartománybeli ásványvizek és gázömlések*, Ed. Acad. R.P.R., Bucureşti, 1957.
35. SZABÓ A., DELY E. şi SZABÓ A., *Prepararea soluţiilor etalon de radiu din materii prime din R.P.R.*, Comunicările Acad. R.P.R., 1956, **VI**, *10*.
36. SZABÓ A., *Concentrarea în radon şi radiu metalic a izvoarelor şi depozitelor minerale de la Băile Borsec şi Toplita*, Bul. ştiinţ. Acad. R.P.R., seria mat.-fiz. 1957, **IX**, *2*.
37. SZABÓ A., SOÓS P., SOÓ A., VIRF L., BLAZSEK A. és SELÉNYI ZS., *A marosszentgyörgyi és marosugrai sós-gyorgyvizek, valamint a marosszentgyorgyi gyógyiszap kémiai és radiológiei vizsgálata*, Orvosi szemle Tg. Mureş, 1957, **IV**.
38. SZABÓ A. şi SOÓ A., *Radioactivitatea apelor minerale şi a apei lacurilor sărate şi a nămolurilor de la Băile Sovata şi Praid*, Stud. şi cercet. şt., Acad. R.P.R., Filiala Cluj, 1957, **VIII**, *1—2*.
39. — *Studiul concentrării în radon, radiu şi uraniu a apelor minerale şi tufurilor calcaroase de la Băile Singeorz (reg. Cluj)*, Bul. ştiinţ. Acad. R.P.R., seria mat.-fiz., 1957, **IX**, *1*.
40. SZABÓ A., *Contributions to the Investigation of Radioactive Mineral Waters in the Rumanian People's Republic*, Acta Chimica, Acad. Sci. Hung., 1959, **XVIII**, *1—4*.
41. — *Concentrarea radonului şi a radiului metalic în apele minerale de la Slănicul Moldovei (reg. Bacău)*, Stud. şi cercet. de chimie, 1960, **VIII**, *3*.
42. — *Radioactivitatea apelor minerale din Regiunea Cluj*, Comunicările Acad. R.P.R., 1961, **XI**, *8*.
43. SZALAY S., *Kutatások urán és thorijm magyarországi elöfordulása után kórszerü atomfizicai módszerekkel*, Földt. Int. Beszámolok, 1948, **X**.
44. SZÁDECZKY E., *Geokémia*, Budapesta, 1955.
45. ТОКАРЕВ А. Н. и ЩЕРБАКОВ А. В., *Радиогидрогеология*, Москва, 1959.
46. TREIBER I. şi SZABÓ A., *Consideraţii asupra proprietăţilor radioactive ale rocilor eruptive masive din M-ţii Gurghiului de nord*, Stud. şi cercet. geol., 1963, **VIII**, *1*.
47. VENDL A., *Geologia*, Budapesta, 1952, **II**, 154.
48. VERNADSZKY W. I., *Géochimie*, Paris, 1930.
49. — *Les problèmes de la radiogéologie*, Paris, 1935.
50. VESCAN T. T., CALINICENCO N., VASILIU GH., ONU C., MAGERU V., MATEICIUC V., ITCOVICI M., BLĂNARIU D., BRUCAR H., ANTONESCU V., TOMOZEI CL., COJOCARU L., VISCRIAN I. şi NEAGA V., *Date preliminare asupra cercetărilor colectivului de radioactivitate naturală şi radiaţie cosmică*, Anal. şt. Univ. Iaşi, 1955, secţia I, *1*, seria nouă.
51. VESCAN T. T., CALINICENCO N., VASILIU GH., ONU C., MAGERU V., MATEICIUC V. ANTONESCU V. şi VADIM N., *Măsurări de radioactivitate naturală, conductibilitate a aerului şi de radiaţie cosmică în nordul Ardealului şi al Moldovei (1947—1955)*, Stud. şi cercet. fiz. şi şt. tehn., Acad. R.P.R., Filiala Iaşi, 1956, **VII**.

52. ВЕСКАН Т. Т., КАЛИНИЧЕНКО Н., НИКИТА О. и АНТОНЕСКУ В., *Исследования радиоактивности источников вод и пород РНР.*, Anal. șt. Univ. Iași, 1958, secția I, **IV**, seria nouă.

53. VESCAN T. T., CALINICENCO N., NICHITA O. și ANTONESCU V., *Contribuții la studiul și măsurarea radioactivității unor roci*, Stud. și cercet. șt., Acad. R.P.R., Filiala Iași, seria fiz. și șt. tehn., 1959, **X**.

54. VESCAN T. T., CALINICENCO N., NICHITA O., ONU C., ITCOVICI M., ANTONESCU V., TIBU M., VISCRIAN I. și LATCHIS Z., *Studiu preliminar al radioactivității unor roci din Carpații Orientali*, Anal. șt. Univ. Iași, 1961, secția I, **VII**, *1*.

55. — *Contribuții la studiul radioactivității regiunii miniere Rodna-Veche — Valea Vinului* Stud. și cercet. șt., Acad. R.P.R., Filiala Iași, seria fiz. și șt. tehn., 1961, **XII**.

MŰSZAKI KÖNYVTÁR ÉS DOKUMENTÁCIÓS KÖZPONT 1883 ORSZÁGOS

LUCRĂRI APĂRUTE ÎN EDITURA ACADEMIEI R.P.R.

ION ATANASIU, Cutremurele de pămînt din Romînia, 196 p. + 17 pl., 13,70 lei.

VALERIA MICALEVICH-VELCEA, Masivul Bucegi. Studiu geomorfologic, 152 p. + 18 pl., 15,90 lei.

GH. BOMBIȚĂ, Contribuții la corelarea eocenului epicontinental în R.P. Romînă, 115 p. + 8 pl., 6,45 lei.

T. IORGULESCU, N. I. NICULESCU și MARIA PENEȘ, Vîrsta unor masive de sare din R.P.R., 122 p. + 1 pl., 6,10 lei.

AMALIA SZŐKE și LIVIA STECLACI, Regiunea Toroiaga — Baia-Borșa. Studiu geologic, petrografic, mineralogic și geochimic, 240 p. + 26 pl., 19 lei.

ION PREDA, Studiul geologic al regiunii Roșia—Meziad (Munții Pădurea Craiului), 108 p. + 11 pl., 8,85 lei.

VICTORIA STIOPOL, Studiu mineralogic și geochimic al complexului filonian din Munții Țibleșului, 95 p. + 3 pl., 4,80 lei.

* * * **Probleme de geografie,** vol. IX, 372 p. + 17 pl., 22,30 lei.

* * * **Probleme de geografie,** vol. X, 311 p. + 13 pl., 21,30 lei.

* * * **Cercetări de pedologie. Lucrările Conferinței de pedologie, București, septembrie 1958,** 679 p. + 20 pl., 34,20 lei.

* * * **Probleme de geofizică,** vol. I, 274 p. + 9 pl., 13,70 lei.

Din

STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE *)

au apărut:

t. I, 1956, 4 n-re (2 n-re duble a 5 lei);
t. II, 1957, 4 n-re (primele 2 n-re a 5 lei; nr. 3—4 dublu, 10 lei);
t. III, 1958, 4 n-re (2 n-re duble a 16 lei);
t. IV, 1959, 2 n-re (a 9 lei);
t. V. 1960, 4 n-re (a 9 lei);
t. VI, 1961, 4 n-re (a 9 lei);
t. VII, 1962, 4 n-re (a 9 lei);
t. VIII, 1963, nr. 1 (a 9 lei).

Numerele curente se găsesc de vînzare

în Bucureşti: la LIBRĂRIA ACADEMIEI
LIBRĂRIA „MIHAIL EMINESCU"
LIBRĂRIA NOASTRĂ nr. 17
LIBRĂRIA NOASTRĂ nr. 4.

în Cluj: la LIBRĂRIA „CARTEA RUSĂ"

în Iaşi: la LIBRĂRIA „CARTEA RUSĂ"

în Timişoara: la LIBRĂRIA NOASTRĂ nr. 1

precum şi la chioşcurile şi magazinele de difuzare a presei din mediul urban.

Se pot comanda şi prin poştă la librăria

„CARTEA PRIN POŞTĂ"

Bucureşti, str. Biserica Enei nr. 16, raionul 30 Decembrie.

Abonamentele se fac la oficiile poştale, agenţiile poştale, factorii poştali şi difuzorii voluntari din întreprinderi şi instituţii.

Pentru străinătate, cererile de numere izolate sau de abonamente se fac prin Întreprinderea de stat pentru comerţul exterior „Cartimex" I.S.C.E., str. Aristide Briand nr. 14, sau căsuţa poştală 134—135, Bucureşti.

*) Tomurile I—II au apărut sub titlul: BULETIN ŞTIINŢIFIC, avînd ca subtitlu: SECŢIA DE GEOLOGIE ŞI GEOGRAFIE.

I. P. 2, c. 1829

Lei 9 —

F 132
REFERÁLVA
KAT

ACADEMIA REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

SECȚIA DE GEOLOGIE ȘI GEOGRAFIE
ȘI INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOGRAFIE

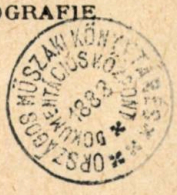
3
TOMUL VIII
1963

studii și cercetări de GEOLOGIE

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

ACADEMIA REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

SECŢIA DE GEOLOGIE ŞI GEOGRAFIE
ŞI INSTITUTUL DE GEOLOGIE ŞI GEOGRAFIE



STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE

3

TOMUL VIII

1963

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

COMITETUL DE REDACȚIE

ACADEMICIAN AL. CODARCEA — *redactor responsabil*; ACADEMICIAN N. PETRULIAN — *redactor responsabil adjunct*; ACADEMICIAN M. G. FILIPESCU; I. GAVĂT, membru corespondent al Academiei R.P.R.; ACADEMICIAN M. SAVUL; V. IANOVICI, membru corespondent al Academiei R.P.R., dir. al Institutului de geologie și geografie; GR. RĂILEANU — *membri*; P. ȘOIGAN, cercetător științific — *secretar științific de redacție*.

STUDII ȘI CERCETĂRI DE GEOLOGIE

Apar 4 numere pe an

REDACȚIA:

BUCUREȘTI, Calea Victoriei nr. 125

Telefon 15.06.85

ACADEMIA REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

SECȚIA DE GEOLOGIE ȘI GEOGRAFIE
ȘI INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOGRAFIE

STUDII ȘI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE

Tomul VIII, nr. 3 1963

SUMAR

Pag.

M. G. FILIPESCU și O. DRAGASTAN, Resturi de *Tintinnidae* în depozitele tithonice și neocomiene din R. P. Romînă 333

CORIOLAN STOICA, Vîrsta conglomeratelor de Pietricica 357

GR. POP, Contribuții la cunoașterea paleozoicului și mezozoicului din părțile de est și nord-est ale Masivului Godeanu (Carpații Meridionali) . . . 369

RĂZVAN GIVULESCU, Bractee fosile de *Carpinus* de la Chiuzbaia (reg. Maramureș) 393

DENISA LUPU, Observații asupra panonianului de la Hălmagiu și Mermești (bazinul Crișului Alb) 403

G. PITULEA, FL. TĂNĂSESCU și LIDIA MÎNZĂRARU, Asupra prezenței witheritului în zăcămîntul de baritină de la Ostra 413

PETRE CONSTANTINESCU, TEODOR PĂSAT, VIOREL RODINA, ADRIAN SOLOMON, MARIA SOLOMON și VLADIMIR TEODORESCU, Contribuții la cunoașterea structurii geologice a Platformei Moesice în zona Urziceni — Moara-Săracă — Buftea (reg. București), după datele seismometrice 425

M. N. FILIPESCU, Posibilități de cercetare geochimică, prin cartarea gazelor din sol, a zăcămintelor de hidrocarburi din zona Urziceni — Moara-Săracă — Buftea 435

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

ACADÉMIE DE LA RÉPUBLIQUE POPULAIRE ROUMAINE
SECTION DE GÉOLOGIE ET DE GÉOGRAPHIE
ET INSTITUT DE GÉOLOGIE ET DE GÉOGRAPHIE

ÉTUDES ET RECHERCHES
DE
GÉOLOGIE

Tome VIII, nº 3 1963

SOMMAIRE

Page

M. G. FILIPESCU et O. DRAGASTAN, Restes de *Tintinnidae* dans les dépôts tithoniques et néocomiens de la R. P. Roumaine 333

CORIOLAN STOICA, Age des conglomérats de Pietricica 357

GR. POP, Contribution à l'étude du Paléozoïque et du Mésozoïque dans les parties est et nord-est du massif Godeanu (Carpates méridionales) . . . 369

RĂZVAN GIVULESCU, Bractées fossiles de *Carpinus* à Chiuzbaia (rég. de Maramureș) 393

DENISA LUPU, Observations sur le Pannonien de Hălmagiu et Mermești (bassin du Crișul Alb) 403

G. PITULEA, FL. TĂNĂSESCU et LIDIA MÎNZĂRARU, Sur la présence de la withérite dans le gisement de barytine d'Ostra 413

PETRE CONSTANTINESCU, TEODOR PĂSAT, VIOREL RODINA, ADRIAN SOLOMON, MARIA SOLOMON et VLADIMIR TEODORESCU, Contribution à la connaissance de la structure géologique de la Plate-forme Mœsique dans la zone de Urziceni — Moara-Săracă — Buftea (région de Bucarest), d'après les données séismiques 425

M. N. FILIPESCU, Possibilités de recherche géochimique des gisements d'hydrocarbures au moyen des levés des gaz du sous-sol dans la zone de Urziceni — Moara-Săracă — Buftea 435

ÉDITIONS DE L'ACADÉMIE DE LA RÉPUBLIQUE POPULAIRE ROUMAINE

АКАДЕМИЯ РУМЫНСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ
ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ И ГЕОГРАФИИ
И ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОГРАФИИ

ТРУДЫ И ИССЛЕДОВАНИЯ ПО ГЕОЛОГИИ

Том VIII, № 2 1963

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

М. Г. ФИЛИПЕСКУ и О. ДРАГАСТАН, Остатки Tintinnidae в отложениях титона и неокома на территории РНР 333

КОРИОЛАН СТОЙКА, Возраст конгломератов типа Пиетричика . . . 357

ГР. ПОП, К изучению палеозоя и мезозоя в восточной и северовосточной части горного массива Годяну (Южные Карпаты). 369

РЭЗВАН ДЖИВУЛЕСКУ, Ископаемые прицветники, обнаруженные в районе Киузбайя (обл. Марамуреш) 393

ДЕНИСА ЛУПУ, Относительно паннонских отложений, развитых в районе Хэлмаджиу и Мермешть (бассейн р. Кришул Алб) 403

Г. ПИТУЛЯ, Ф. ТЭНЭСЕСКУ и ЛИДИЯ МЫНЗЭРАРУ, О присутствии витерита в рудах баритового месторождения Остра . . . 413

ПЕТРЕ КОНСТАНТИНЕСКУ, ТЕОДОР ПЭСАТ, ВИОРЕЛ РОДИНА, АДРИАН СОЛОМОН, МАРИЯ СОЛОМОН и ВЛАДИМИР ТЕОДОРЕСКУ, К изучению геологического строения Мизийской Платформы в зоне Урзичень — Моара-Сэракэ — Буфтя (обл. Бухарест) по сейсмометрическим данным 425

М. Н. ФИЛИПЕСКУ, Геохимическое исследование месторождений углеводородов зоны Урзичень — Моара-Сэракэ — Буфтя методом съемки выходов газа 435

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ РУМЫНСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ

RESTURI DE *TINTINNIDAE* ÎN DEPOZITELE TITHONICE ŞI NEOCOMIENE DIN R.P.ROMÎNĂ

DE

ACADEMICIAN M. G. FILIPESCU şi O. DRAGASTAN

Comunicare prezentată în şedinţa din 28 aprilie 1963

PROBLEMA TINTINNIDELOR

În anul 1896, L. C a y e u x (5), studiind tithonicul superior din Ardèche, a semnalat în calcarele fine din această formaţiune prezenţa unor organisme în formă de clopot prevăzut cu un guleraş, conservate în calcit, pe care le-a atribuit radiolarilor.

Cinci ani mai tîrziu, T h. L o r e n z (citat după (4)) a întîlnit aceleaşi organisme în cimentul breciei de Falknis din jurasicul superior (Elveţia), atribuindu-le unui gen şi unei specii noi, *Calpionella alpina*, considerate ca făcînd parte dintre lagenide. Această părere şi-a însuşit-o şi prof. G. S t e i n m a n n, care a întîlnit acest microorganism în calcarele tithonice şi cretacic inferioare din Pirinei, Alpi şi Carpaţi (citat după (4)). E. K r a u s a inclus calpionellele tot printre foraminifere, susţinînd că ar reprezenta testuri sparte de *Orbulinaria* (citat după (4)).

Pînă în anul 1933 semnalarea depozitelor cu calpionelle în jurasicul superior şi cretacicul inferior a fost din ce în ce mai frecventă, ajungîndu-se la această situaţie datorită faptului că se impusese tot mai mult concluzia că acest microorganism este un fosil caracteristic pentru intervalul stratigrafic tithon-neocomian.

Interesul crescînd pentru cercetarea acestor microorganisme a condus la stabilirea existenţei mai multor specii de calpionelle. Astfel J. C a d i s c h (4) a creat speciile *Calpionella elliptica* şi *C. oblonga*.

În urma studiului depozitelor cu calpionelle din Romînia, început de către G. M u r g e a n u şi M. G. F i l i p e s c u în anul 1930 (23), aceşti autori au creat specia *Calpionella carpathica* (22).

În anul 1934 G. Colom (10) a descoperit în depozitele tithonice şi neocomiene din insulele Baleare specia *Calpionella darderi*. El încearcă să rezolve problema poziţiei în sistematică a acestor organisme comparîndu-le cu tintinnidele, infuzori foarte răspîndiţi în planctonul mărilor actuale. Această părere emisă de G. Colom a fost acceptată şi de G. Deflandre în lucrarea sa din 1936 (13), în care compară speciile de calpionelle cunoscute la acea dată cu diferite specii de tintinnide (de exemplu *Calpionella carpathica* pe care o compară cu diferite specii ale g. *Tintinnopsis*).

Cu toate aceste încercări de precizare a poziţiei în sistematică a a calpionellelor şi cu toate că aria lor de repartiţie devine din ce în ce mai extinsă prin descoperiri ca aceea a lui N. Vassoevitch (29) care, în anul 1936, constată prezenţa acestor microorganisme în tithonicul şi în baza neocomianului din Caucaz şi din Crimeea, poziţia în sistematică a calpionellelor continuă să rămînă dubioasă.

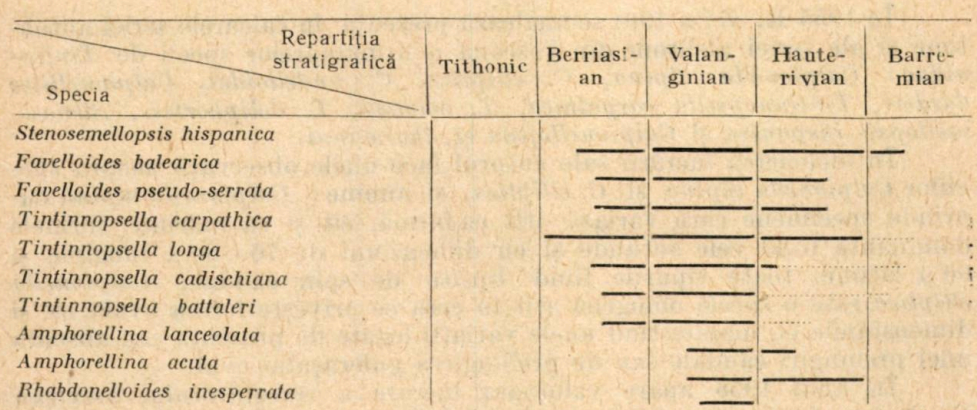
Descoperirea speciei *Calpionella carpathica* de către G. Murgeanu şi M. G. Filipescu, ca şi descoperirea de către G. Colom a unor exemplare ale acestei specii prevăzute cu un ţep aboral foarte dezvoltat, a deschis larg cercetătorului spaniol calea nouă de investigaţie asupra acestui grup de microorganisme, avînd posibilitatea de a le cerceta comparativ cu grupul tintinnidelor din clasa *Infuzoria*, ordinul *Oligotricha*, în care scop Laboratorul oceanografic din Palma (Majorca) i-a pus la dispoziţie un bogat material.

Cercetările sale îndrumate pe această cale l-au condus pe G. Colom la precizarea poziţiei în sistematică a acestui grup de microorganisme şi la crearea a numeroase genuri şi specii de *Tintinnidae* fosile (11).

Descoperirea lui G. Colom a contribuit la mărirea interesului pentru aceste organisme, cu atît mai mult cu cît acest autor a arătat că diferitele specii cunoscute sau descoperite de el sînt localizate pe intervale limitate din jurasicul superior şi cretacicul inferior, avînd astfel valoarea de fosile caracteristice.

Credem că este interesant a reda, după Colom, intervalele stratigrafice ale diferitelor specii de *Tintinnidae*.

Repartiţia stratigrafică / Specia	Tithonic	Berriasian	Valanginian	Hauterivian	Barremian
Calpionella alpina	——	——			
Calpionella elliptica	——	——			
Calpionella undelloides	——	——			
Calpionella massutiniana	——	——	——		
Calpionellopsis thalmanni			——	——	
Calpionellopsis simplex			——	——	
Calpionellites darderi		——	——	——	
Calpionellites neocomiensis		——	——		



În afară de speciile cuprinse în acest tabel de repartiţie, C o l o m mai descrie în lucrarea sa următoarele specii noi de tintinnide fosile: *Tintinnopsella oblonga*, *T. doliphormis*, *T. maxima*, *Salpingella levantina* şi *Coxliellina berriasiensis*.

Acestor specii li se adaugă, în anul 1949, specia *Calpionella cadischi*, descrisă de G. şi M. D e f l a n d r e, asemănătoare cu *C. alpina* însă de dimensiuni mai mici (citat după (27)).

Stadiul în care se găseau cunoştinţele asupra tintinnidelor fosile în anul 1949 a constituit o bază foarte puternică pentru dezvoltarea accentuată a studiilor privind aceste microorganisme, studii care au condus la înmulţirea cunoştinţelor asupra ariei lor de repartiţie pe suprafaţa pământului, la creşterea numărului de genuri şi de specii noi, precum şi la accentuarea aprecierii importanţei lor ca fosile caracteristice. Astfel: P. B r ö n n i m a n n (3) stabileşte următoarea succesiune a calpionellelor în depozitele jurasice şi cretacice din Cuba:

Cretacic inferior
- d. *Tintinnopsella carpathica*, *T. oblonga*, *Amphorellina lanceolata*, *Calpionellites darderi*.
- c. *Tintinnopsella carpathica*, *T. oblonga*, *Calpionellites darderi*.
- b. *Tintinnopsella carpathica*, *T. oblonga*, *Calpionella elliptica*.

Partea cea mai de sus a jurasicului
- a. *Calpionella alpina*, *C. elliptica*.

G. C o l o m, G. C a s t a n y şi M. D u r a n d D e l g a (12), cercetînd faciesurile pelagice de la partea terminală a jurasicului şi din cretacicul inferior din Berberia (Africa de nord), au constatat prezenţa aceloraşi specii de tintinnide avînd aceeaşi repartiţie stratigrafică cu cele semnalate şi descrise de G. C o l o m (11) în 1948 din insulele Baleare şi din cordilierele betice. De asemenea, aceşti autori semnalează faptul că în ceea ce priveşte specia *Tintinnopsella carpathica*, în depozitele cercetate de ei se întîlnesc, pe lîngă formele normale, unele oarecum aberante prin talia mare pe care o au şi prin aspectul de clopot pe care-l prezintă.

În 1955 R. Z i a (30) semnalează prezenţa în calcarele seriei autohtone şi ale seriei alohtone din Toscana a următoarelor specii de *Tintinnidae*: *Calpionella alpina*, *C. elliptica*, *C. undelloides*, *Calpionellites darderi*, *Tintinnopsella carpathica*, *T. oblonga*, *T. doliphormis*, *Stenosemellopsis hispanica* şi *Calpionellopsis* cf. *thalmanni*.

În încheierea lucrării sale autorul face unele observaţii asupra speciilor *Calpionella alpina* şi *C. elliptica*, şi anume: *Calpionella alpina* cuprinde specimene care variază atît ca formă, cît şi ca mărime, formele dominante fiind cele rotunde şi cu dimensiuni de 70—80 μ lungime şi 60 μ lăţime, toate tipurile fiind lipsite de spin caudal; *Calpionella elliptica* este o specie omogenă atît în ceea ce priveşte forma ovală, cît şi dimensiunile ei, manifestînd unele variaţii legate de prezenţa sau absenţa unei prelungiri caudale sau de prelungirea guleraşului oval.

În anul 1956 apare valoroasa lucrare a cercetătorului mexican F. B o n e t (2) care se ocupă de stabilirea unor biozone în calcarele cretacice din partea de est a Mexicului. În această zonificare, tintinnidele joacă un rol important după cum se poate vedea în tabelul de mai jos întocmit după acela din lucrarea lui B o n e t.

Etapele geologice / Specii de tintinnide	Tithonic	Berriasian	Valanginian	Hauterivian	Barremian	Apţian	Albian
Calpionella alpina	———	——					
Calpionella elliptica	———	——					
Calpionella massutiniana	——	———	——				
Tintinnopsella oblonga	——	———	———	——			
Amphorellina subacuta		———	———	——			
Calpionellites neocomiensis		———	———	——			
Calpionellites darderi		——	———	——			
Stenosemellopsis hispanica		———	———	———	——		
Tintinnopsella carpathica		———	———	———	——		
Tintinnopsella longa		——	———	———	——		
Colomiella mexicana					——	———	
Colomiella recta					——	———	
	———	———	———	———	———	———	———
Microcalamoides diversus					———	———	——
Biozone	zona cu *Calpionella alpina*	zona cu *Tintinnopsella oblonga*	zona cu *Tintinnopsella carpathica*		zona cu *Microcalamoides*	zona cu *Colomiella*	

Între biozonele stabilite de B o n e t este şi aceea a g. *Colomiella*, gen nou descoperit de acest autor şi care după el ar reprezenta genotipul unei familii noi de infuzori fosili, fam. *Colomiellidae*.

Interesantă este şi părerea cercetătorului mexican privind sistematica ordinului *Tintinnidea*. B o n e t împarte aceste organisme în două suprafamilii: *Tintinnidea* şi *Calpionellidea*.

Suprafamilia *Tintinnidea* cuprinde forme a căror lorică are o compoziţie chimică ce nu este bine cunoscută. În această suprafamilie ar intra familiile: *Tintinnidae*, *Codonellopsidae*, *Dictyocystidae*, *Coxliellidae*, *Cittarocyclididae*, *Ptychocyclididae*, *Epiplocyclididae*, *Petalotrichidae*, *Rhabdonellidae*, *Xistonellidae* şi *Undellidae* care au reprezentanţi din jurasic şi pînă astăzi.

În suprafamilia *Calpionellidea* ar intra familia *Calpionellidae* cu genurile *Calpionella*, *Calpionellopsis*, *Tintinnopsella*, *Favelloides*, *Calpionellites*, *Stenosemellopsis*, *Amphorrellina*, *Salpingellina*, *Rhabdonelloides* şi *Coxliellina* şi familia *Colomiellidae* cu genul *Colomiella*.

În tratatul său de micropaleontologie prof. V. P o k o r n y (26), conducîndu-se după clasificarea tintinnoidienilor actuali a cercetătorilor C. A. K o f o i d şi A. S. C a m p b e l (1929) împarte formele fosile din acest grup de microorganisme în următoarele familii şi subfamilii:

Fam. *Tintinnidae* cu subfam. *Tintinninae* în care intră g. *Amphorellina* şi subfam. *Salpingellinae* cu g. *Salpingellina*; fam. *Codonellidae* în care intră genurile *Codonella* şi *Tintinnopsella*; fam. *Codonellopsidae* cu subfam. *Codonellopsidinae* din care nu se cunosc decît forme actuale şi subfam. *Stenosemellinae* din care fac parte genurile: *Calpionella*, *Calpionellites*, *Calpionellopsis* şi *Stenosemellopsis*; fam. *Coxliellidae* împărţită în subfam. *Coxliellinae* în care intră g. *Coxliellina* şi subfam. *Metacyclininae*, din care nu se cunosc decît forme actuale; fam. *Ptychocyclididae* căreia îi aparţine g. *Favelloides*; fam. *Rhabdonellidae* din care face parte g. *Rhabdonelloides* şi fam. *Xystonellidae* în care intră g. *Parafavelloides*.

În R. P. Ungară, M a r i a S i d o (28) publică un interesant studiu asupra prezenţei tintinnoidienilor în jurasicul superior şi cretacicul din Munţii Mecsek, Bakony, Gerecse şi Tata.

În această lucrare autoarea arată că în tithonic nu se întîlnesc decît speciile *Calpionella alpina*, *C. elliptica* şi *C. undelloides*, specia *Tintinnopsella carpathica* apărînd numai în Munţii Mecsek la partea superioară a tithonicului, ca formă de trecere spre berriasian; speciile *Tintinnopsella longa* şi *Coxliellina berriasiensis* sînt localizate numai în berriasian; speciile *Calpionellopsis simplex*, *Tintinnopsella carpathica*, *T. cadischiana*, *Stenosemellopsis hispanica* încep din berriasian şi se continuă în valanginian; valanginianul din Munţii Mecsek, Bakony şi Gerecse se caracterizează prin prezenţa speciei *Calpionellopsis thalmanni* asociată formelor care se continuă din berriasian, iar în Munţii Bakony la această asociaţie se mai adaugă şi *Salpingellina levantina*.

Un fapt important, relatat de cercetătoarea maghiară, care arată importanţa stratigrafică a tintinnidelor, este precizarea — pe baza acestor organisme — a vîrstei unor depozite din Munţii Gerecse şi Mecsek, depozite care erau considerate înainte ca aparţinînd jurasicului. Aceste concluzii

au fost confirmate în urmă prin date de ordin stratigrafic și prin macrofaună.

Prezența speciei *Tintinnopsella carpathica* în zona de trecere de la jurasic la cretacic arătată de M. S i d o (28) a fost confirmată de A. G i a n o t t i (21) care, în afară de această specie, mai semnalează în această zonă de trecere și speciile *Calpionellites darderi* și *Tintinnopsella cadischiana*.

Constatări similare în ceea ce privește prezența speciei *Tintinnopsella carpathica* în tithonic face și cercetătorul francez P h. D u f a u r e (14) în studiul său asupra jurasicului și neocomianului din regiunea Aquitaine — Provence.

Pe baza microfaciesului pelagic cu globochete și tintinnide de la partea terminală a jurasicului și din baza neocomianului D u f a u r e conchide că berriasianul inferior și mediu aparțin tithonicului, iar cretacicul începe cu berriasianul superior de facies lagunar.

Un studiu micropaleontologic interesant în ceea ce privește tintinnidele este și cel al cercetătorilor italieni M a r i a B i a n c a C i t a și G i o r g i o P a s q u a r e (1) care descoperă în cretacicul din Dolomiți (Italia) o specie nouă de tintinnide, și anume *Calpionellites uncinata*, localizată în valanginian.

Recent J. R e m a n e (27), ocupîndu-se de repartiția calpionellelor în depozitele de la limita dintre jurasic și cretacic din cuveta precontică, ajunge la o serie de concluzii interesante cu privire la sistematica acestor microorganisme.

Plecînd de la faptul că forma loricei, în secțiunile subțiri în care se face studiul calpionellelor, depinde de orientarea secțiunilor cercetate față de axul vertical al loricei, crede că este necesar a se revizui unele specii create de autorii care s-au ocupat de aceste organisme.

Astfel, este de părere că trebuie desființată specia *Calpionella undelloides* Colom pentru motivul că nu s-ar fi observat niciodată o deschidere sigură a loricei acestei forme, considerînd că ea ar reprezenta o secțiune tangențială în regiunea gulerului loricei diferitelor calpionelle.

Propune, de asemenea, desființarea speciei *Calpionella cadischi* G. et M. Deflandre, care se deosebește de *C. alpina* numai prin mărime nu și prin raporturile dintre mărimea diferitelor elemente ale loricei.

J. R e m a n e recomandă, de asemenea, a se revizui specia *C. elliptica* creată de J. C a d i s c h și de a grupa toate formele atribuite acesteia, caracterizate prin existența unui burlet gol sau plin în regiunea gulerului, într-un gen nou pe care îl denumește *Crassicollaria*. În acest gen autorul include și specia *Calpionella massutiniana* Colom, care devine *Crassicollaria massutiniana* (Colom) specie caracterizată printr-un burlet gol la guleraș; între formele cu burlet plin separă trei specii: *Crassicollaria brevis*, *Cr. colomi* și *Cr. parvula*, aceasta din urmă avînd guleraşul prevăzut cu o îngroșare foarte redusă.

Avînd în vedere faptul că în sistematica tintinnidelor se iau în considerație următoarele caractere: forma loricei și raporturile între diferitele elemente ale ei; lipsa gulerului (*Stenosemellopsis*) sau prezența acestuia (*Calpionella alpina*); forma și poziția guleraşului: drept (*C. alpina*),

ondulat (*C. massutiniana*), răsfrînt în afară (*Tintinnopsella carpathica*), bifurcat (*Calpionellites darderi*) cu unghiul de bifurcare de la foarte redus pînă la aproape 180° (*Tintinnopsella cadischiana*), sîntem de părere că îngroșarea din zona orală a loricei, care se constată la unele forme ale speciei *Calpionella elliptica* Cadisch, nu ar putea să fie considerată ca un caracter suficient decît cel mult pentru crearea unei varietăți, iar nu a unei specii, cu atît mai mult a unui gen. Pentru acest motiv, noi am atribuit aceste tipuri unei varietăți a speciei *Calpionella elliptica* Cadisch (pl. I, fig. 43—49) și am considerat valabilă specia *C. massutiniana* Colom datorită caracterului său distinctiv, și anume prezența unui guleraș ondulat, prin care se deosebește net de alte calpionelle.

RESTURI DE *TINTINNIDAE* ÎN DEPOZITE JURASICE ȘI CRETACICE DIN R.P.R.

(Pl. I—V)

Primele cercetări asupra resturilor de *Tintinnidae* întîlnite în depozitele jurasice și cretacice din Romînia datează din anul 1930 și au fost făcute, după cum s-a arătat, de către G. Murgeanu și M. G. Filipescu, care au insistat în lucrările lor (22), (23), în special asupra speciei noi descoperite de ei, *Calpionella carpathica*, denumită mai tîrziu de către G. Colom (11) *Tintinopsella carpathica*.

Din anul 1933 și pînă în prezent s-a menționat prezența tintinnidelor în depozite jurasice și cretacice din diferite puncte ale teritoriului țării. O atenție deosebită au dat acestor organisme cercetătorii care s-au ocupat de jurasicul și cretacicul din Carpații Meridionali și Banat, fie menționînd numai genul *Calpionella* (6), fie existența speciilor *Calpionella alpina*, *Tintinnopsella carpathica* și *Stenosemellopsis hispanica* (7), (8). Este de subliniat faptul că tot din această regiune s-a descris pentru prima dată în literatura geologică romînă specia *Favelloides balearica* (9).

În cei 30 de ani care s-au scurs de la prima descriere a calpionellelor din Romînia, unul dintre noi (M. G. Filipescu) a menționat prezența tintinnidelor în diferite depozite jurasice și cretacice, situate în loc sau remaniate în diferite formațiuni geologice, de pe teritoriul țării (fig. 1). Astfel, a fost menționată prezența tintinnidelor în calcarele remaniate în gresiile grosiere cu feldspat roșu din senonianul zonei de solzi (15) și din cretacicul inferior sub faciesul de șisturi negre din Carpații Orientali (19); în blocurile de calcar tithonic care apar în valea Buzăului la Bădila în învelișul unui masiv de sare (17); în unele mase de calcare care apar în zona conglomeratelor de Zăganu (16), (18), în stratele cu *Aptychus* care apar la contactul dintre pînza internă superioară și pînza internă inferioară din flișul intern în sectorul Teliu (20); în marno-calcarele valanginiene din valea Dunării în regiunea Svinița, cu ocazia studiilor făcute în 1947 în legătură cu un proiect de amenajare hidroelectrică a Dunării în sectorul Orșova — Moldova-Nouă [1]. De asemenea am semnalat prezența tintinni-

[1] Al. Codarcea, M. G. Filipescu și G. Murgeanu, Raport geologic înaintat Institutului de studii și proiectări electrice I.S.P.E. (1947).

delor în calcare şi marno-calcare tithonice şi neocomiene puse la dispoziţie de către diferiţi cercetători pentru determinări micrografice necesare documentării lor. Astfel de semnalări au fost făcute în legătură cu calcarele litografice din seria de Groşi (Drocea — Munţii Apuseni), căreia V. C. P a p i u îi atribuie vîrsta neocomian-barremiană (25), sau cu calcarele tithonice şi calcarele litografice berriasiene din zona Reşiţa—Moldova-Nouă studiate de V. M u t i h a c (24).

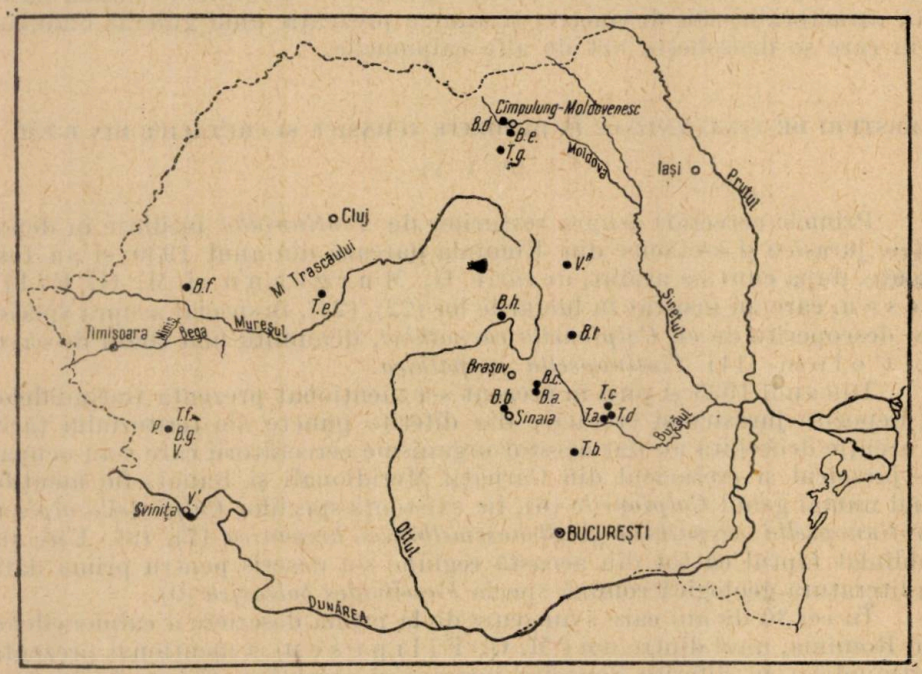


Fig. 1. — Repartiţia depozitelor cu tintinnide studiate pe teritoriul R. P. Romîne.

De asemenea, am fost solicitaţi de către V. M u t i h a c a studia şi marno-calcarele valanginiene de la Crivina pe valea Minişului din aceeaşi zonă a Banatului şi de a determina mai amănunţit speciile de tintinnide atît din valanginian cît şi din berriasian şi tithonic, dorind ca să le folosească pentru completarea documentaţiei privitoare la orizontarea stratigrafică a depozitelor tithon-neocomiene din zona menţionată.

În toate semnalările de care am amintit, cu excepţia acesteia din urmă legată de studiile lui V. M u t i h a c, am menţionat fie numai existenţa calpionellelor, fără nici un detaliu de sistematică, fie numai prezenţa celor trei specii de care ne ocupasem în 1930—1933, *Calpionella alpina* Lorenz, *C. elliptica* Cadisch şi *Calpionella* (*Tintinnopsella*) *carpathica* (Murg. et Filip.).

În ultima semnalare, am fost în măsură a da celui ce ne-a consultat indicaţii amănunţite privind tintinnidele din tithonicul, berriasianul şi valanginianul regiunii cercetate de el, date care sînt cuprinse în comunicarea prezentată de acest autor la Institutul geologic [1] şi pe care noi le vom expune mai departe în lucrarea de faţă. Datorită interesului crescînd pe care îl prezintă tintinnidele atît din punct de vedere paleontologic, cît şi stratigrafic şi avînd la dispoziţie un mare număr de secţiuni subţiri în roci din ţara noastră care cuprind resturi ale acestor organisme şi un bogat material bibliografic, încă din cursul anului 1962 am început studiul amănunţit al resturilor de tintinnide din depozitele tithonice şi neocomiene întîlnite în diferite regiuni ale Republicii Populare Romîne.

Astfel, din tithonic (T.) am cercetat:

T.a., Calcarul de Bădila (pl. I, fig. 5, 17, 18, 56, 57, 58, 73 şi 108).

T.b., Calcarul de Podeni (pl. I, fig. 19, 35 şi 59).

T.c., Calcarul de Lopătari — Săreni (pl. I, fig. 36, 37, 40 şi 72).

T.d., Calcarul de Pietrari — valea Tisei (pl. I, fig. 20, 31, 65 şi 76).

T.e., Calcarul de Trascău — valea Izvoarele.

T.f., Calcarul litografic de Marila — Banat (pl. I, fig. 21, 27, 30, 54, 55, 64, 74 şi 87).

T.g., Fragmentele de calcar cu tintinnide remaniate în gresia grosieră de Fărcaşa — cretacic (pl. I, fig. 60).

Din depozitele de trecere de la tithonic la berriasian şi din berriasianul propriu-zis (toate purtînd indicele B.) am cercetat:

B.a., Calcarul recifal din vîrful Blidar (pl. I, fig. 15 şi 79).

B.b., Calcarul de Piatra Arsă — Sinaia (pl. I, fig. 7, 10, 12, 28, 32, 42, 77, 114, 118, 120 şi 125).

B.c., Stratele cu *Aptychus* — Teliu (pl. I, fig. 26, 49, 51, 52, 61, 68, 69, 83 şi 110).

B.d., Stratele cu *Aptychus* — Pojorîta.

B.e., Stratele cu *Aptychus* —Valea Seacă (pl. I, fig. 14, 23, 43—48, 50, 66, 70, 78 şi 82).

B.f., Calcarul litografic din seria de Groşi — Drocea (pl. I, fig. 63, 109, 113 şi 115).

B.g., Partea inferioară a calcarului litografic de Marila — Banat (pl. I, fig. 3, 13, 16, 22, 33, 38, 39, 41, 62, 67, 80, 81, 89, 91 şi 124).

B.h., Marnele de Carhaga — Perşani.

B.i., Calcarul cu tintinnide remaniat în arcozele cu feldspat roşu din şisturile negre — cretacic inferioare.

Din valanginian (V.) am cercetat:

V., Marno-calcarele de Crivina — valea Miniş, Banat (pl. I, fig. 9, 11, 25, 34, 75, 88, 90, 92—103, 105—107, 111, 112, 116, 117, 119, 121—123).

V.', Marno-calcarele din valea Dunării — Svinița.

V.'', Strate de Sinaia — Munţii Ciucului.

---

[1] V. Mutihac, *Problema limitelor berriasianului în zona Reşiţa—Moldova-Nouă*, Comunicare susţinută în şedinţa din 15 februarie 1963 a Institutului geologic.

În afară de aceste depozite prezenţa calpionellelor se presupune şi în portlandianul inferior (P.) din valea Minişului — Banat (pl. I, fig. 29 şi 86).

DEPOZITELE PORTLANDIENE CU *TINTINNIDAE*

Depozitele portlandiene cu *Tintinnidae*, de care ne-am ocupat în lucrarea de faţă, ne-au fost puse la dispoziţie de V. Mutihac. Ele au fost recoltate de acest cercetător de pe valea Minişului (Banat) şi sînt cunoscute în literatura geologică românească sub numele de calcare noduloase sau calcare de Brădet. Aceste calcare, fine, de culoare cenuşie-gălbuie, marnoase, conţin noduli de mărimi diferite de accidente silicioase.

În aceste calcare, foarte bogate în radiolari şi spiculi de spongieri, apar, pe lîngă rare resturi de *Fissurina*, resturi dubioase de *Tintinnidae*, care par a aparţine genurilor *Calpionellopsis*, *Tintinopsella* şi *Favelloides*. Ţinem însă să subliniem că totul este de considerat cu multă rezervă.

TINTINNIDAE DIN DEPOZITELE TITHONICE

După cum am arătat mai sus depozitele tithonice cu tintinnide cercetate de noi se prezintă sub formă de fragmente de calcar de dimensiuni milimetrice, remaniate în gresii cretacice (gresia de Fărcaşa — T.g.); sub forma de blocuri de calcar al căror volum variază între 1 şi 1 500 m^3, cuprinse în învelişul unor masive de sare cum sînt cele de la Bădila (T.a.), Podeni (T.b.), Lopătari — Săreni (T.c.) şi Pietrari — valea Tisei (T.d.); sau ca masive calcaroase ce se întind regional pe suprafeţe de zeci de kilometri pătraţi, cum sînt calcarele tithonice din Munţii Trascăului (T.e.) sau calcarele litografice de Marila din Banat (T.f.). Calcarul care se prezintă sub aceste trei ocurenţe au caractere foarte asemănătoare: structură microgranulară, oolitică sau granuloasă, de multe ori este puternic diaclazat şi conţine, în afară de tintinnide, rare resturi de radiolari şi de spongieri şi destul de frecvente resturi de echinoderme şi moluşte. De remarcat faptul că în masa fundamentală a acestor calcare se întîlnesc foarte numeroase exemplare de *Nannoconus* [1].

În ceea ce priveşte tintinnidele, unele dintre aceste calcare, cum sînt cele de la Bădila, Podeni, Lopătari — Săreni şi Marila — Banat, cu o structură microgranulară uniformă, sînt foarte bogate în *Tintinnidae* şi *Nannoconus*, pe cînd în celelalte, care au începuturi de structură oolitică sau granuloasă, tintinnidele sînt mult mai rare.

În calcarele tithonice aparţinînd celor trei feluri de ocurenţe menţionate mai sus am putut constata prezenţa următoarelor genuri şi specii de *Tintinnidae*:

Calpionella undelloides Colom (c)[2]
Calpionella elliptica Cadisch var. *a* (f)

[1] M. G. Filipescu şi O. Dragastan, *Asupra prezenţei unor depozite cu Nannoconus în sedimente jurasico-cretacice din România*, St. şi cerc. geol., 1963, t. VIII, nr. 2.

[2] R = foarte rar; r = rar; c = comun; f = frecvent; F = foarte frecvent.

Calpionella elliptica Cadisch var. *b* (r)
Calpionella alpina Lorenz var. *a* (F)
Calpionella alpina Lorenz var. *b* (f)
Tintinnopsella carpathica (Murg. et Filip.) var *a* (r)
Tintinnopsella carpathica (Murg. et Filip.) var. *c* (R)
Tintinnopsella oblonga (Cadisch) (R)
Stenosemellopsis hispanica (Colom) var. *a* (R)
Calpionellopsis cf. *simplex* (Colom) var. *a* (R)
Calpionellopsis cf. *simplex* (Colom) var. *b* (R)
Calpionellites darderi (Colom) var. *a* (r)

Analizînd această asociaţie de tintinnide, reconstituită după conţinutul în aceste microorganisme al diferitelor depozite tithonice din R. P. Romînă cercetate de noi, rezultă că în afară de speciile *Calpionella alpina*, *C. elliptica*, *C. undelloides* care sînt foarte frecvente, frecvente sau comune, se mai întîlnesc rar sau foarte rar *Tintinnopsella carpathica*, *Calpionellites darderi*, *Calpionellopsis* cf. *thalmanni*, *C.* cf. *simplex* şi *Stenosemellopsis hispanica*.

Primele trei specii amintite sînt de multă vreme cunoscute ca fiind nelipsite din tithonic. În ceea ce priveşte *Tintinnopsella carpathica* şi *Calpionellites darderi* am arătat că în ultimul deceniu cercetători ca M. Durand Delga (12), M. Sido (28), A. Gianotti (21) şi Ph. Dufaure (14) au semnalat prezenţa lor în tithonicul superior. M. Durand Delga (12) a menţionat prezenţa în tithonicul de la Sidi Marouf (Berberia) şi a speciei *Stenosemellopsis hispanica*.

Ţinînd seama de aceste date este de admis că şi speciile *Calpionellopsis* cf. *thalmanni* şi *C.* cf. *simplex*, care pînă în prezent sînt considerate că apar începînd de la limita dintre tithonic şi berriasian, aşa cum se admitea înainte şi pentru *Tintinnopsella carpathica*, *Calpionellites darderi* şi *Stenosemellopsis hispanica*, ar începe tot din tithonic.

TINTINNIDAE DIN DEPOZITELE BERRIASIENE

Este ştiut că limita dintre tithonic şi berriasian constituie obiectul unor interesante dispute stratigrafice. Această situaţie se datoreşte faptului că între tithonicul propriu-zis şi berriasian, definite prin caractere precise stratigrafice, litologice şi paleontologice, există o serie destul de dezvoltată de depozite care prezintă caractere de trecere de la un etaj la altul. Unele din depozitele acestei serii prezintă pronunţate afinităţi tithonice, iar altele se înrudesc accentuat cu berriasianul. Dintre depozitele cercetate de noi, prezintă afinităţi tithonice: calcarul recifal din vîrful Blidar (B.a.), calcarul de la Piatra Arsă — Sinaia (B.b.), calcarul remaniat în gresiile feldspatice şi arcozele cu feldspat roşu din cretacicul inferior şi superior din zona de solzi a flişului extern (B.i., B.i.', B.i.''). Prezintă accentuate afinităţi berriasiene: stratele cu *Aptychus* de la Teliu (B.c.), Pojorîta (B.d.), Valea Seacă (B.e.) şi calcarul litografic din seria de Groşi — Drocea (B.f.).

Între depozitele tipic berriasiene cercetate de noi sînt: partea superioară a calcarelor de Marila — Banat (strate de Ciclova), reprezentate printr-o alternanţă de calcare litografice şi marno-calcare (B. g.) şi marnele de Carhaga — Perşani (B.h.).

Pentru simplificare, noi am atribuit toate aceste depozite berriasianului, admiţînd deocamdată ipotetic că fiecare din cele trei categorii de depozite menţionate ar aparţine la trei orizonturi stratigrafice diferite: orizontul inferior în care ar intra calcarele cu accentuate afinităţi tithonice, orizontul mediu căruia i-ar aparţine stratele cu *Aptychus*, stratele de Groşi — Drocea, orizontul superior al berriasianului reprezentat prin marne şi marno-calcare.

Depozitele aparţinînd orizontului inferior (calcarele din vîrful Blidar, calcarele de Piatra Arsă — Sinaia şi calcarele remaniate în gresiile şi arcozele cu feldspat roşu din cretacic) sînt reprezentate prin calcare recifale cu structura microgranulară-oolitică, existentă în porţiuni separate prin zone de cristalinitate dezvoltată.

În depozitele acestui orizont se întîlnesc numeroase resturi de tintinnide care se pot grupa în următoarea asociaţie:

Calpionella undelloides Colom (r)
Calpionella alpina Lorenz var. *a* (c)
Calpionella alpina Lorenz var. *b* (c)
Calpionella elliptica Cadisch var. *a* (c)
Calpionella elliptica Cadisch var. *b* (c)
Tintinnopsella carpathica (Murg. et Filip.) var. *a* (f)
Tintinnopsella carpathica (Murg. et Filip.) var. *b* (f)
Stenosemellopsis hispanica (Colom) var. *b* (c)
Stenosemellopsis hispanica (Colom) var. *d* (r)
Stenosemellopsis sp. (R)
Calpionellopsis cf. *thalmanni* (Colom) (r)
Calpionellopsis cf. *simplex* (Colom) (r)
Calpionellites darderi (Colom) var. *b* (c)
Calpionellites (*Tintinnopsella*) *cadischiana* Colom (R)
Calpionellites neocomiensis (Colom) (r)
Favelloides balearica Colom (R)

În ceea ce presupunem că ar reprezenta orizontul mediu al berriasianului şi care este reprezentat prin stratele cu *Aptychus* din diferite puncte menţionate mai sus şi prin calcarele litografice din Drocea, se poate reconstitui următoarea asociaţie de *Tintinnidae*:

Calpionella undelloides Colom (R)
Calpionella alpina Lorenz var. *a* (c)
Calpionella alpina Lorenz var. *b* (c)
Calpionella elliptica Cadisch var. *a* (c)
Calpionella elliptica Cadisch var. *b* (c)
Calpionella elliptica Cadisch var. *c* (r)
Calpionella massutiniana Colom (r)

Tintinnopsella carpathica (Murg. et Filip.) var *a* (f)
Tintinnopsella carpathica (Murg. et Filip.) var. *b* (f)
Stenosemellopsis hispanica (Colom) var. *a* (f)
Stenosemellopsis hispanica (Colom) var. *c* (f)
Stenosemellopsis hispanica (Colom) var. *d* (r)
Calpionellopsis cf. *thalmanni* (Colom) (r)
Calpionellites darderi (Colom) var. *a* (c)
Calpionellites darderi (Colom) var. *b* (c)
Calpionellites darderi (Colom) var. *c* (r)
Calpionellites (*Tintinnopsella*) *cadischiana* Colom (r)
Favelloides balearica Colom (r)
Favelloides sp. 1 (R)
Favelloides sp. 2 (R)

În marnele de pe valea Carhaga — Perşani şi în partea superioară a calcarelor de Marila — Banat, aşa-numita serie de Ciclova (24), depozite care conţin o faună tipic berriasiană, fapt care ne face să considerăm aceste depozite ca aparţinînd orizontului superior al berriasianului sau berriasianul *s. str.*, se întîlnesc tintinnide care în ansamblu formează următoarea asociaţie:

Calpionella undelloides Colom (R)
Calpionella alpina Lorenz var. *a* (c)
Calpionella elliptica Cadisch var. *b* (c)
Calpionella sp. 1 (R)
Tintinnopsella carpathica (Murg. et Filip.) var. *a* (f)
Tintinnopsella carpathica (Murg. et Filip.) var. *b* (f)
Tintinnopsella carpathica (Murg. et Filip.) var. *d* (r)
Amphorellina cf. *subacuta* Colom (R)
Amphorellina sp. (R)
Stenosemellopsis sp. (r)
Favelloides balearica Colom (r)

Comparînd asociaţiile de tintinnide din depozitele care sînt atribuite celor trei orizonturi ale berriasianului cu aceea din tithonic se constată că frecvenţa speciilor *Calpionella alpina*, *C. elliptica*, *C. undelloides* scade din tithonic spre berriasianul superior, în timp ce *Tintinnopsella carpathica*, *Stenosemellopsis hispanica*, *Calpionellites darderi* apar din ce în ce mai numeroase. Pe lîngă această creştere a frecvenţei speciilor menţionate se mai adaugă apariţia unor genuri noi ca *Favelloides* şi *Amphorellina*. Această deosebire se accentuează şi mai mult în neocomian. Pentru a scoate în evidenţă acest fapt este necesar ca să arătăm care este asociaţia de tintinnide din depozitele valanginiene cercetate de noi, şi anume din: marno-calcarele de Crivina valea Minişului — Banat (V.), din marno-calcarele din valea Dunării — Svinița (V.′) şi din stratele de Sinaia din Munţii Ciucului (V.″).

Depozitele valanginiene din Banat (V. şi V.′) reprezentate prin marne şi marno-calcare cenuşii-albicioase, depozite pelagice tipice, sînt constituite dintr-o masă fundamentală calcaroasă formată aproape în întregime din resturi de *Coccolithophoridae* şi *Nannoconus*. În această masă fundamentală se întîlnesc rare fragmente de cochilii de cefalopode şi

testuri de echinoderme împreună cu numeroase resturi de tintinnide, aparţinînd următoarelor specii şi varietăţi:

Stenosemellopsis hispanica (Colom) var. *c* (R)
Stenosemellopsis hispanica (Colom) var. *d* (R)
Calpionellopsis cf. *thalmanni* (Colom) (r)
Tintinnopsella carpathica (Murg. et Filip.) var. *a* (c)
Tintinnopsella carpathica (Murg. et Filip.) var. *b* (c)
Tintinnopsella carpathica (Murg. et Filip.) var. *d* (f)
Tintinnopsella carpathica (Murg. et Filip.) var. *e* (f)
Tintinnopsella carpathica (Murg. et Filip.) var. *f* (f)
Tintinnopsella carpathica (Murg. et Filip.) var. *g* (c)
Amphorellina cf. *subacuta* Colom (r)
Calpionellites darderi (Colom) var. *a* (R)
Calpionellites darderi (Colom) var. *b* (r)
Calpionellites darderi (Colom) var. *c* (c)
Calpionellites (*Tintinnopsella*) *cadischiana* Colom var. *a* (c)
Calpionellites (*Tintinnopsella*) *cadischiana* Colom var. *b* (r)
Calpionellites (*Tintinnopsella*) *cadischiana* Colom var. *c* (r)

În şisturile argiloase ale stratelor de Sinaia din regiunea Ciuc (V.''), aparţinînd valanginianului în facies de fliş, s-au întîlnit foarte rare resturi de tintinnide, şi anume cîteva exemplare de *Tintinnopsella carpathica* (Murg. et Filip.) var. *c*. Luînd în consideraţie asociaţia de tintinnide din marno-calcarele de Crivina (V.) şi de la Svinița (V.'), care reprezintă un microfacies cu calpionelle tipic din valanginian, se poate afirma cu toată certitudinea că asociaţia cu tintinnide din valanginian este caracterizată prin dominaţia speciei *Tintinnopsella carpathica*. Această specie este însoţită de foarte puţin frecvente forme ale unor specii de tintinnide întîlnite în tithonic şi berriasian, lipsind cu totul *Calpionella undelloides*, *C. alpina* şi *C. elliptica*.

Este de remarcat, de asemenea, faptul că între formele de *Tintinnopsella carpathica* domină cele aparţinînd unei varietăţi de talie mare (var. *d*), după cum şi faptul că se întîlnesc şi unele forme de *Tintinnopsella* tot de talie mare, care par a aparţine unor specii noi (pl. I, fig. 105—107).

În tabelul care urmează vom încerca să redăm repartiţia diferitelor genuri, specii şi varietăţi de tintinnide întîlnite de noi în tithonic şi neocomianul din R. P. Romînă.

Repartiţia stratigrafică / Specii şi varietăţi	Tithonic	Tithonic-berriasian		Berriasian orizont superior	Valanginian	Hauterivian
		berriasian orizont inferior	berriasian orizont mediu			
Calpionella sp. 3	—					
Tintinnopsella oblonga	—	.....				
Tintinnopsella carpathica var. *c*	—	.....				

Specii și varietăți \ Repartiția stratigrafică	Tithonic	Tithonic-berriasian		Berriasian orizont superior	Valanginian	Hauterivian
		berriasian orizont inferior	berriasian orizont mediu			
Calpionellopsis cf. *simplex*	—	———				
Stenosemellopsis hispanica var. *a*	—	.....	———			
Calpionella alpina var. *b*	———	———	———			
Calpionella elliptica var. *a*	———	———	———	.....		
Calpionella elliptica var. *b*	———	———	———	———		
Calpionella alpina var. *a*	———	———	———	———		
Calpionella undelloides	———	———	———	———		
Tintinnopsella carpathica var. *a*	—	———	———	———	———	.....
Calpionellopsis cf. *thalmanni*	—	———	———	.....	———	
Stenosemellopsis hispanica var. *b*	———					
Calpionellites neocomiensis		———	.....			
Favelloides balearica		———	———	———		
Stenosemellopsis sp.		———	.....	———		
Tintinnopsella carpathica var. *b*		———	———	———	.....	
Stenosemellopsis hispanica var. *c*		———	———	.....	———	
Calpionellites darderi var. *b*		———	———	.....	———	
Calpionellites (*Tintinnopsella*) *cadischiana* var. *a*		———	———	.....	———	
Stenosemellopsis hispanica var. *d*		———	———	.....	———	
Calpionella elliptica var. *c*			———			
Calpionella massutiniana			———			
Favelloides sp. 1			———			
Favelloides sp. 2			———			
Calpionellites darderi var. *a*			———	.....	———	
Calpionellites darderi var. *c*			———	.....	———	
Calpionella sp. 1				———		
Amphorellina sp.				———		
Amphorellina subacuta				———		
Calpionellites (*Tintinnopsella*) *cadischiana* var. *c*				———		

Repartiţia stratigrafică / Specii şi varietăţi	Tithonic	Tithonic-berriasian		Berriasian orizont superior	Valanginian	Hauterivian
		berriasian orizont inferior	berriasian orizont mediu			
Tintinnopsella carpathica var. *d*				—	—	.....
Calpionella sp. 2				—	—	.....
Calpionellites (*Tintinnopsella*) *cadiachiana* var. *b*					—	.....
Tintinnopsella carpathica var. *e*					—	.....
Tintinnopsella carpathica var. *f*					—	.....
Tintinnopsella carpathica var. *g*					—	.....
Tintinnopsella sp. 1					—	.....
Tintinnopsella sp. 2					—	.....

CONCLUZII

Din datele cuprinse în studiul de faţă se pot trage următoarele concluzii:

1. În depozitele tithonice şi neocomiene din Carpaţii de vest, din Carpaţii Meridionali inclusiv Banatul şi din Carpaţii Orientali, microfaciesul cu tintinnide este bine reprezentat ca în toată zona mediteraneană.

2. După frecvenţa lor în diferitele orizonturi ale tithonicului şi neocomianului se pot separa şi în Carpaţi biozone caracterizate prin anumite specii de calpionelle, corespunzînd în parte cu biozonele separate în Mexic de F. B o n e t, şi anume:

a) Biozona în care domină *Calpionella alpina*, *C. elliptica*, *C. undelloides* şi *Tintinnopsella oblonga*, corespunzînd tithonicului şi zonei de trecere de la tithonic la neocomian (berriasian inferior şi mediu).

b) Biozona în care domină *Tintinnopsella carpathica* cu diferite varietăţi ale sale, căreia i se adaugă şi alte specii de tintinnide ca *Favelloides*, *Amphorellina*, *Calpionellites* (*Tintinnopsella*) *cadischiana* etc., corespunzînd berriasianului superior şi valanginianului.

3. Există forme de tintinnide comune celor două biozone stabilite, cum sînt diferite specii şi varietăţi ale genurilor *Stenosemellopsis*, *Calpionellopsis*, *Calpionellites*, *Favelloides*, *Tintinnopsella*, *Calpionella* etc., însă acestea au o frecvenţă foarte redusă.

4. În caracterul morfologic al formelor de tintinnide întîlnite în depozitele cercetate de noi este de remarcat că speciile din prima biozonă sînt în general forme cu lorica puțin dezvoltată, pe cînd cele din zona cu *Tintinnopsella carpathica* ating talii mult mai mari în comparație cu acelea din prima biozonă.

5. În ceea ce privește caracterul morfologic al loricei diferitelor varietăți, specii și genuri de tintinnide întîlnite în depozitele cercetate, acesta prezintă trăsături care permit aranjarea acestor organisme în serii filetice, după care se pot stabili varietăți, specii și genuri, legăturile filogenetice între ele și evoluția tintinnidelor (pl. I), problemă pe care o avem în studiu.

ОСТАТКИ *TINTINNIDAE* В ОТЛОЖЕНИЯХ ТИТОНА И НЕОКОМА НА ТЕРРИТОРИИ РНР

РЕЗЮМЕ

В первой части работы рассматривается вопрос о развитии наших знаний относительно *Tintinnidae* как в отношении позиции, занимаемой ими в систематике живых существ и рассматриваемых в прошлом то как радиолярии, то как фораминиферы, до опубликования работ Г. Колома и Г. Дефландра, окончательно определивших их настоящее положение (отр. *Oligotricha*, класс инфузорий), так и в отношении постепенного пополнения, таксономии этих микроорганизмов, в связи с открытием новых видов и родов, сгруппированных в многочисленные подсемейства и семейства. Подчеркивается решающее значение открытия вида *Tintinnopsella carpathica* (Murg. et Filip.) для уточнения настоящей позиции *Tintinnidae* в систематике.

Во второй части работы рассматриваются остатки *Tintinnidae*, найденные в юрских и меловых отложениях РНР, относящихся к нижнему портланду, титону, переходному периоду между титоном и берриасом, к берриасу и валанжину и устанавливается руководящее сообщество *Tintinnidae* для каждой из приведенных возрастных групп отложений.

На основании описанных сообществ делаются следующие выводы:

1. В отложениях титона и неокома в Западных, Южных (включая и Банат) и Восточных Карпатах микрофация *Tintinnidae* как пелагического, так и флишевого характера хорошо представлена, как и на всей площади средиземноморской зоны.

2. По степени развития их в различных горизонтах титона и неокома, в Карпатах так же можно выделить следующие биозоны, для которых характерны определенные виды *Calpionella*, частично соответствующие биозонам, выделенным в Мексике Ф. Боннетом:

а) биозона преобладания *Calpionella alpina*, *C. elliptica*, *C. undelloides* и *Tintinnopsella oblonga*, соответствующая титону и переходной зоне от титона к неокому (нижний и средний берриас).

б) биозона преобладающего развития вида *Tintinnopsella carpathica* и его разновидностей, кроме которого встречаются и другие виды *Tintinnidae*, как: *Favelloides*, *Amphorellina*, *Calpionellites (Tintinnopsella) cadischiana* и т.д., соответствующие верхнему берриасу и валанжину.

3. Встречаются формы *Tintinnidae* общие для обеих биозон, например, некоторые виды и подвиды g. *Stenosemellopsis*, *Calpionellopsis*, *Calpionellites*, *Favelloides*, *Tintinnopsella*, *Calpionella* и т. д., пользующиеся однако весьма незначительным развитием.

4. В отношении морфологии форм *Tintinnidae*, встреченных в исследованных авторами отложениях, следует отметить, что в первой биозоне развиты в основном формы со слаборазвитой жилой камерой, а в биозоне формы *Tintinnopsella carpathica* достигают гораздо более крупных размеров, по сравнению с первой биозоной.

5. В отношении морфологии жилой камеры различных разновидностей, видов и родов *Tintinnidae*, встреченных в исследованных отложениях, в настоящее время изучаются частные морфологические характеристики различных разновидностей, видов и родов для отнесения их к различным филогенетическим рядам, определения родственных связей и исторического развития *Tintinnidae* (табл. II).

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Распределение отложений, содержащих фауну *Tintinnidae* и исследованных на территории РНР.

Таблица I

Типы *Tintinnidae*, найденные в отложениях титона и неокома на территории РНР. *P* — Нижний портланд; T — Титон; *B* — берриас; *V* — Валанжин.
Рис. 2. — 125. — См. румынский текст.

Таблица II

Рис. 126. — *Calpionella undelloides* Colom (200×). Литографский известняк типа Марила Титон. Долина Валя Минишулуй — Банат.

Рис. 127. — *C. undelloides* Colom (200×). Аптиховые слои. Титон — Берриас. Дол. Валя Кэрбунаря — Телиу.

Рис. 128. — *Stenosemellopsis hispanica* (Colom) var. *b* (200×). Известняк с *Perisphinctes* sp. Титон—Берриас. Синайя—Пьятра Арсэ.

Рис. 129. — *S. hispanica* (Colom) var. *c* (200×). Мергелистые известняки типа Кривина. Валанжин. Дол. Валя Минишулуй, Банат.

Рис. 130. — *Stenosemellopsis* sp. (200×). Известняк с *Perisphinctes* sp. Титон —Берриас. Синайя—Пьятра Арсэ.

Рис. 131. — *Stenosemellopsis* sp. (200×). Верхи известняка типа Марила. Берриас. Дол. Чиклова, Банат.

Рис. 132. — *Calpionella alpina* Lorenz var. *a* (200×). Слои с *Aptychus*. Титон—Берриас. Дол. Валя Сяка — Кымпулунг Молдовеняск.

Рис. 133. — *C. alpina* Lorenz var. *a* и *C. undelloides* Colom (200×). Верхи известняка типа Марила. Берриас. Дол. Валя Чиклова, Банат.

Рис. 134. — *C. alpina* Lorenz var. *b* и *C. undelloides* Colom (200×). Слои с *Apthycus* Титон—Берриас. Дол. Валя Сяка. Кымпулунг-Молдовеняск.

Таблица III

Рис. 135. — *Calpionella elliptica* Cadisch var. *a* (200×). Аптиховые слои. Титон—Барриас. Дол. Валя Сяка. Кымпулунг—Молдовеняск.

Рис. 136. — *C. elliptica* Cadisch var. *c* (200×). Аптиховые слои. Титон— Берриас. Дол. Валя Сяка. Кымпулунг-Молдовеняск.

Рис. 137. — *C. elliptica* Cadisch var. *b* и *C. alpina* Lorenz (200×). Аптиховые слои. Титон-Берриас. Дол. Валя Сяка. Кымпулунг-Молдовеняск.

Рис. 138. — *C. elliptica* Cadisch var. *c* (200×). Аптиховые слои. Титон-Берриас Дол. Валя Сяка — Кымпулунг-Молдовеняск.

Рис. 139. — C. elliptica Cadisch var. *c* (500×). Аптиховые слои. Титон— Берриас. Дол. Валя сяка. Кымпулунг-Молдовеняск.

Рис. 140. — *C. massutiniana* Colom (500×). Аптиховые слои. Титон—Берриас. Дол. Валя Сяка. Кымпулунг-Молдовеняск.

Рис. 141. — *Calpionellopsis* cf. *thalmanni* (Colom) (200×). Мергелистые известняки типа Кривина. Валанжин. Валя Минишулуй—Банат.

Рис. 142. — *C.* cf. *thalmanni* (Colom) (500×). Мергелистые известняки типа Кривина. Валанжин. Дол. Валя Минишулуй—Банат.

Рис. 143. — *C.* cf. *thalmanni* (Colom) (200×). Мергелистые известняки типа Кривина. Валанжин Дол. Валя Минишулуй—Банат.

Таблица IV

Рис. 144. — *Favelloides balearica* (Colom) (500×). Мергелистые известняки типа Кривина: Валанжин. Дол. Валя Минишулуй—Банат.

Рис. 145. — *Tintinnopsella carpathica* (Murg. et Filip), var. a (200×). Известняк с *Perisphinctes* sp. Титон-Берриас. Синайя—Пьятра Арсэ.

Рис. 146. — *T. carpathica* (Murg. et Filip.) var. *b* (200×). Известняк с *Perisphinctes* sp. Титон—Берриас. Синайя — Пьятра Арсэ.

Рис. 147. — *T. carpathica* (Murg. et Filip.) var. *b* (200×). Известняк с *Perisphinctes* sp. Титон — Берриас. Синайя — Пьятра Арсэ.

Рис. 148. — *T. carpathica* (Murg. et Filip.) var. *e* (400×). Известняк с *Perisphinctes* sp. Титон — Берриас. Синайя — Пьятра Арсэ.

Рис. 149. — *T. carpathica* (Murg. et Filip.) var. *e* (500×). Мергелистый известняк типа Кривина Валанжин. Дол. Валя Минишулуй, Банат.

Рис. 150. — *T. carpathica* (Murg. et Filip.) var. *e* (500×). Известняк с *Perisphinctes* sp. Титон — Берриас. Синайя — Пьятра Арсэ.

Рис. 151. — *Tintinnopsella* sp. 1 (500×). Мергелистые известняки типа Кривина Валанжин. Дол. Валя Минишулуй, Банат.

Рис. 152. — *Tintinnopsella* sp. 2 (500×). Мергелистые известняки типа Кривина. Долина Валя Минишулуй, Банат.

Таблица V

Рис. 153. — *Calpionella* sp. 2 (500×). Мергелистые известняки типа Кривина Валанжин. Дол. Валя Минишулуй, Банат.

Рис. 154. — *Amphorellina* cf. *subacuta* (Colom) (500×). Мергелистые известняки типа Кривина. Валанжин. Дол. Валя Минишулуй, Банат.

Рис. 155. — *Calpionellites darderi* (Colom) var. *a* (500×). Аптиховые слои. Титон — Берриас. Пожорыта — Северная Молдова.

Рис. 156. — *C. darderi* (Colom) var. *b* (300×). Известняки с *Perisphinctes* sp. Титон — Берриас. Синайя — Пьятра Арсэ.

Рис. 157. — *C. darderi* (Colom) var. *b* (500×). Мергелистые известняки типа Кривина. Валанжин. Дол. Валя Минишулуй — Банат.

Рис. 158. — *C. (Tintinnopsella) cadischiana* Colom (500×). Мергелистые известняки типа Кривина. Валанжин. Дол. Валя Минишулуй — Банат.

Рис. 159. — *C. (Tintinnopsella) cadischiana* Colom (500×). Известняк с *Perisphinctes* sp. Титон — Берриас. Синайя — Пьятра Арсэ.

Рис. 160. — *C.neocominesis* (Colom) (200×). Мергелистые известняки типа Кривина. Валанжин. Дол. Валя Минишулуй, Банат.

Рис. 161. — *C.neocominesis* (Colom) (200×). Известняки с *Perisphinctes sp.* Титон — Берриас. Синайя — Пьятра Арсэ.

RESTES DE *TINTINNIDAE* DANS LES DÉPÔTS TITHONIQUES ET NÉOCOMIENS DE LA R. P. ROUMAINE

RÉSUMÉ

Dans la première partie du travail, les auteurs exposent l'évolution des idées sur les *Tintinnidae* en ce qui concerne leur position dans la systématique des êtres vivants, où elles ont été considérées, à tour de rôle, comme des Radiolaires et des Foraminifères (*Lagenidae*, *Orbulinidae*, etc.) jusqu'à ce que par l'apparition des travaux des chercheurs G. Colom et G. Deflandre, leur position actuelle (Ord. d'*Oligotrichae* de la classe des Infusoires) a été établie. En outre, ils font ressortir la complication graduelle de la taxonomie de ces micro-organismes par la découverte de nouveaux genres et espèces, groupés en de nombreuses familles et sous-familles, ainsi que par l'importance de la découverte de l'espèce *Tintinnopsella carpathica* (Murg. et Filip.) pour la clarification de la position dans la systématique des *Tintinnidae*.

En passant à l'étude des restes de *Tintinnidae* dans les dépôts jurassiques et crétacés du territoire roumain, qui appartiennent au Portlandien inférieur, au Tithonique, à la transition du Tithonique au Berriasien,

au Berriasien et au Valanginien, ils établissent l'association de *Tintinnidae* dans chacun de ces groupes de dépôts.

En vertu de ces associations, les auteurs ont tiré les conclusions suivantes :

1. Dans les dépôts tithoniques et néocomiens des Carpates occidentales, des Carpates méridionales — y compris le Banat — et des Carpates orientales, le microfaciès à *Tintinnidae*, qu'il soit pélagique ou du type flysch, est bien représenté, comme d'ailleurs dans toute la zone méditerranéenne.

2. Selon leur fréquence dans les divers horizons du Tithonique et du Néocomien, on peut séparer, dans les Carpates aussi, des zones biologiques caractérisées par certaines espèces de *Calpionella*, correspondant partiellement aux zones biologiques que F. Bonnet a séparées au Mexique, à savoir :

a) La zone biologique où prédominent les *Calpionella alpina*, *C. elliptica*, *C. undelloides* et *Tintinnopsella oblonga*, correspondant au Tithonique et à la zone de transition du Tithonique au Néocomien (Berriasien inférieur et Berriasien moyen) ;

b) la zone biologique où prédomine la *Tintinnopsella carpathica* avec ses diverses variétés, et à laquelle s'ajoutent aussi d'autres espèces de *Tintinnidae* à *Favelloides*, *Amphorellina*, *Calpionellites* (*Tintinnopsella*) *cadischiana* etc., correspondant au Berriasien supérieur et au Valanginien.

3. Il existe aussi des formes de *Tintinnidae* communes aux deux zones biologiques établies, telles que diverses espèces et variétés des genres *Stenosemellopsis*, *Calpionellopsis*, *Calpionellites*, *Favelloides*, *Tintinnopsella*, *Calpionella*, etc. mais leur fréquence est très faible.

4. En ce qui concerne le caractère morphologique des formes de *Tintinnidae* trouvées dans les dépôts étudiés par les auteurs, il faut remarquer que les *Tintinnidae* de la première zone biologique sont en général des formes à logette peu développées, tandis que celles de la zone à *Tintinnopsella carpathica* atteignent des tailles bien supérieures à celles de la première zone biologique.

5. Quant au caractère morphologique de la logette des diverses variétés, espèces et genres de *Tintinnidae* rencontrées dans les dépôts examinés, ces organismes présentent des traits permettant de les arranger en séries phylétiques selon lesquelles on peut établir des variétés, des espèces et des genres, ainsi que leurs relations phylogénétiques et l'évolution des *Tintinnidae* (pl. II), problème que les auteurs sont en train d'étudier.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Répartition des dépôts à *Tintinnidae* étudiés sur le territoire roumain.

Planche I

Types de *Tintinnidae* dans les dépôts tithoniques et néocomiens sur le territoire roumain.
P., Portlandien inférieur ; *T.*, Tithonique ; *B.*, Berriasien ; *V.*, Valanginien.
Fig. 2 à 125. — Voir texte roumain.

Planche II

Fig. 126. — *Calpionella undelloides* Colom (200 ×). Calcaire lithographique de Marila. Tithonique. Vallée du Mureş, Banat.

Fig. 127. — *C. undelloides* Colom (200 ×). Couches à *Aptychus*. Tithonique—Berriasien. Vallée Cărbunarea — Teliu.

Fig. 128. — *Stenosemellopsis hispanica* (Colom) var. *b* (200 ×). Calcaire à *Perisphinctes* sp. Tithonique-Berriasien. Sinaia — Piatra Arsă.

Fig. 129. — *S. hispanica* (Colom) var. *c* (200 ×). Marno-calcaires de Crivina. Valanginien. Vallée du Miniş—Banat.

Fig. 130. — *Stenosemellopsis* sp. (200×). Calcaire à *Perisphinctes* sp. Tithonique-Berriasien. Sinaia — Piatra Arsă.

Fig. 131. — *Stenosemellopsis* sp. (200×). Partie supérieure du calcaire de Marila. Berriasien. Vallée de Ciclova—Banat.

Fig. 132. — *Calpionella alpina* Lorenz var. *a* (200 ×). Couches à *Aptychus*. Tithonique-Berriasien. Valea Seacă — Cîmpulung-Moldovenesc.

Fig. 133. — *C. alpina* Lorenz var. *a* et *C. undelloides* Colom (200 ×). Partie supérieure du calcaire de Marila. Berriasien. Vallée de Ciclova — Banat.

Fig. 134.—*C. alpina* Lorenz var. *b* et-*C undelloides* Colom (200 ×). Couches à *Aptychus*. Tithonique — Berriasien. Valea Seacă — Cîmpulung-Moldovenesc.

Planche III

Fig. 135. — *Calpionella elliptica* Cadisch var. *a* (200×). Couches à *Aptychus*. Tithonique - Berriasien. Valea Seacă — Cîmpulung-Moldovenesc.

Fig. 136. — *C. elliptica* Cadisch var. *c* (200×). Couches à *Aptychus*. Tithonique-Berriasien. Valea Seacă — Cîmpulung-Moldovenesc.

Fig. 137. — *C. elliptica* Cadisch var. *b* et *C. alpina* Lorenz (200 x). Couches à *Aptychus*. Tithonique-Berriasien. Valea Seacă — Cîmpulung-Moldovenesc.

Fig. 138. — *C. elliptica* Cadisch var. *c* (200 x). Couches à *Aptychus*. Tithonique-Berriasien. Valea Seacă — Cîmpulung-Moldovenesc.

Fig. 139. — *C. elliptica* Cadisch var. *c* (500 x). Couches à *Aptychus*. Tithonique-Berriasien. Valea Seacă — Cîmpulung-Moldovenesc.

Fig. 140. — *C. massutiniana* (Colom) (500 x). Couches à *Aptychus*. Tithonique-Berriasien. Valea Seacă — Cîmpulung-Moldovenesc.

Fig. 141. — *Calpionellopsis* cf. *thalmanni* (Colom) (200 x). Marno-calcaires de Crivina. Valanginien. Vallée du Miniş — Banat.

Fig. 142. — *C.* cf. *thalmanni* (Colom) (500 x). Marno-calcaires de Crivina. Valanginien. Vallée du Miniş — Banat.

Fig. 143. — *C.* cf. *thalmanni* (Colom) (200 x). Marno-calcaires de Crivina. Valanginien. Vallée du Miniş — Banat.

Planche IV

Fig. 144. — *Favelloides balearica* (Colom) (500×). Marno-calcaire de Crivina. Valanginien. Vallée du Miniş — Banat.

Fig. 145. — *Tintinnopsella carpathica* (Murg. et Filip.) var. *a* (200×). Calcaire à *Perisphinctes* sp. Tithonique-Berriasien. Sinaia — Piatra Arsă.

Fig. 146. — *T. carpathica* (Murg. et Filip.) var. *b* (200×). Calcaire à *Perisphinctes* sp. Tithonique-Berriasien. Sinaia — Piatra Arsă.

Fig. 147. — *T. carpathica* (Murg. et Filip.) var *b* (200×). Calcaire à *Perisphinctes* sp. Tithonique-Berriasien. Sinaia — Piatra Arsă.

Fig. 148. — *T. carpathica* (Murg. et Filip.) var. *e* (400×). Calcaire à *Perisphinctes*. Tithonique-Berriasien. Sinaia — Piatra Arsă.

Fig. 149. — *T. carpathica* (Murg. et Filip.) var. *e* (500×). Marno-calcaire de Crivina. Valanginien. Vallée du Miniş — Banat.

Fig. 150. — *T. carpathica* (Murg. et Filip.) var. *e* (500×). Calcaire à *Perisphinctes* sp. Tithonique-Berriasien. Sinaia — Piatra Arsă.

Fig. 151. — *Tintinnopsella* sp. 1 (500×). Marno-calcaires de Crivina. Valanginien. Vallée du Miniş — Banat.

Fig. 152. — *Tintinnopsella* sp. 2 (500×). Marno-calcaires de Crivina. Valanginien. Vallée du Miniş — Banat.

Planche V

Fig. 153. — *Calpionella* sp. 2 (500×). Marno-calcaires de Crivina. Valanginien. Vallée du Miniş — Banat.

Fig. 154. — *Amphorellina* cf. *subacuta* (Colom) (500×). Marno-calcaires de Crivina. Valanginien. Vallée du Miniş — Banat.

Fig. 155. — *Calpionellites darderi* (Colom) var. *a* (500×). Couches à *Aptychus*. Tithonique-Berriasien. Pojorîta — Moldavie septentrionale.

Fig. 156. — *C. darderi* (Colom) var. *b* (300×). Calcaire à *Perisphinctes* sp. Tithonique-Berriasien. Sinaia — Piatra Arsă.

Fig. 157. — *C. darderi* (Colom) var *b* (500×). Marno-calcaires de Crivina. Valanginien. Vallée du Miniş — Banat.

Fig. 158. — *C.* (*Tintinnopsella*) *cadischiana* Colom (500×). Marno-calcaires de Crivina. Valanginien. Vallée du Miniş — Banat.

Fig. 159. — *C.* (*Tintinnopsella*) *cadischiana* Colom (500×). Calcaire à *Perisphinctes* sp. Tithonique-Berriasien. Sinaia — Piatra Arsă.

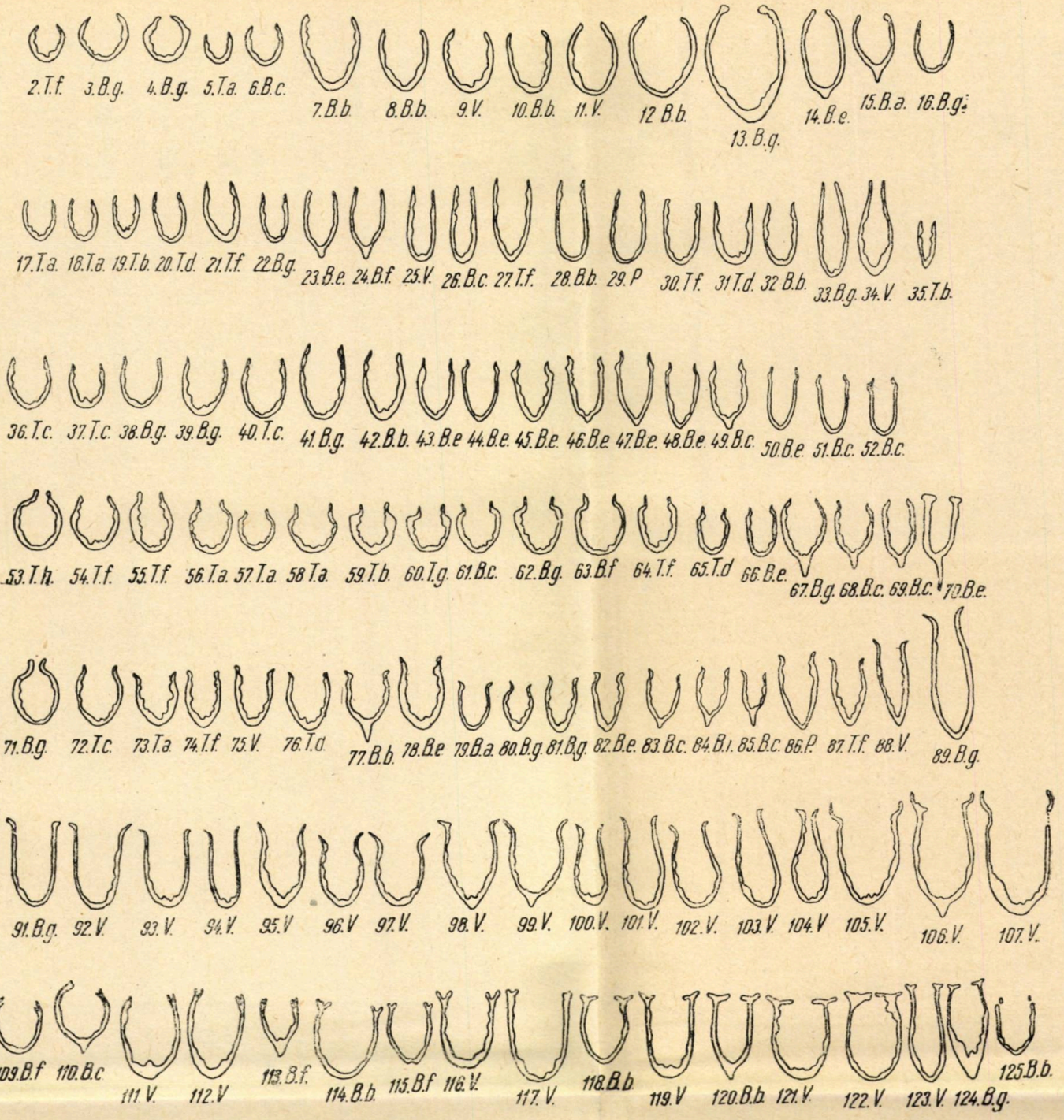
Fig. 160. — *C. neocomiensis* (Colom) (200×). Marno-calcaires de Crivina. Valanginien. Vallée du Miniş — Banat.

Fig. 161. — *C. neocomiensis* (Colom) (200×). Calcaire à *Perisphinctes* sp. Tithonique-Berriasien. Sinaia — Piatra Arsă.

BIBLIOGRAFIE

1. BIANCA CITA M. e PASQUARE G., *Studi stratigrafici sul sistemo cretaceo in Italia*, Revista italiana di Paleontologia e Stratigrafia, 1959, **LXV**, *4*.
2. BONET F., *Zonificacion microfaunistica de las calizas cretacicae del Este di Mexico*, XX Congres Geol. Intern., Mexico, 1956.
3. BRÖNNIMANN P., *On the occurrence of Calpionellis in Cuba*, Ecl. Geol. Helv., 1953, **46**, *2*.
4. CADISCH J., *Ein Beitrag zum Calpionellen — Problem*, Geologische Rundschau-Zeitschrift für allgemeine Geologie, 1932, **XXIII**.
5. CAYEUX L., *De l'existence de nombreux Radiolaires dans le Tithonique supérieur de l'Ardèche*, C. R. Acad. Sci, 1896, **122**, 342.
6. CODARCEA AL., *Vues nouvelles sur la tectonique du Banat méridional et du Plateau de Mehedinţi*, An. Inst. geol., 1940, **XX**.
7. CODARCEA AL. et RĂILEANU GR., *Le Mézozoïque du Carpates Méridionales*, Annales Instituti Geologici Publici Hungarici, 1960, **XLIX**, *1*.
8. CODARCEA AL. şi colab., *Privire generală asupra structurii geologice a Carpaţilor Meridionali dintre Dunăre şi Olt*, Congr. V al Asoc. Carpato-Balcanice — Ghidul excursiilor — C. Carpaţii Meridionali, Bucureşti, 1961.
9. CODARCEA AL., NĂSTĂSEANU S. şi MERCUS D., *Consideraţii asupra vîrstei stratelor de Sinaia din regiunea Porţile de Fier — Vîrciorova*, Com. Acad. R.P.R., 1961, **XI**, *11*.
10. COLOM G., *Estudias sobre los Calpionellas*, Boletino de la Sociedad espanole de Historia Natural, 1934, **XXXIV**.
11. — *Fossil Tintinnids loricated to the order of the Oligotricha*, J. of Paleontology, 1948, **22**, *2*.
12. COLOM G., CASTANY G. et DURAND DELGA M., *Microfaunes pélagiques* (*Calpionelles, Fissurines*) *dans le NE de la Berberie*, Bull. Soc. Géol. de France, seria a VI-a, 1953, **III**, *4—6*, 517—534.
13. DEFLANDRE G., *Tintinnoïdiens et Calpionelles*, Bull. Spc. Fr. de Microscopie, 1936, **V**.

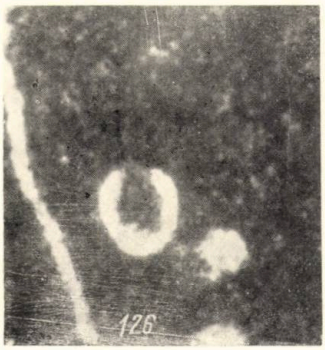
14. DUFAURE PH., *Contribution à l'étude stratigraphique et micropaléontologique du Jurassique et du Néocomien de l'Aquitaine à la Provence*, Revue de micropaléontologie, 1958, **I**, *2*, 99—115.
15. FILIPESCU M. G., *Cercetări geologice între V. Teleajenului şi V. Doftanei*, Bucureşti, 1934, 101.
16. — *Les calcaires de la zone des Conglomerats de Zagonul*, C. R. Acad. Sci., 1936, **I**, *3*.
17. — *Le calcaire de Bădila et quelques considérations sur l'enveloppe du sel*, C. R. des Séances, Inst. Géol. Roum., 1938, **XXII** (1933—1934).
18. — *Poziţia stratigrafică şi tectonică a calcarelor de la baza conglomeratelor de Zăganu*, Revista Univ. Buc., seria şt. nat., 1953, *2*.
19. FILIPESCU M. G. şi ALEXANDRESCU GR., *Repartiţia gresiilor grosiere şi a arcozelor cu feldspat roşu în cretacicul Carpaţilor Orientali*, St. şi cerc. geol., 1962, **VII**, *2*.
20. FILIPESCU M. G. et ILIESCU O., *Nouvelles données concernant la stratigraphie de la région comprise entre la vallée du Buzău et la rivière Riul Negru*, Rev. de géol. et de géogr., 1959, **III**, *1*, 98.
21. GIANOTTI A., *Deux facies du Jurassique en Sicilie*, Rev. de micropaléont., 1958, **I**, *1*, 38—51.
22. MURGEANU G. et FILIPESCU M. G., *Calpionella carpathica n. sp. dans les Carpates roumaines*, Notationes Biologicae, 1933, **I**, *2*.
23. — *Sur la présence des Calpionelles dans les dépôts jurassiques et crétacés de Roumanie*, C. R. des Séances Inst. Géol., 1933, **XXI**, 50—54.
24. MUTIHAC V., *Studii geologice în partea mediană a zonei Reşiţa — Moldova Nouă (Banat)*, Biblioteca de geologie-paleontologie, Edit. Acad. R.P.R., Bucureşti, 1959, **IV**.
25. PAPIU V. C., *Cercetări geologice în masivul Drocea*, Bul. ştiinţ. Acad. R.P.R., Secţiunea de ştiinţe biologice, agronomice, geologice şi geografice, 1953, **V**, *1*.
26. POKORNY V., *Grundzüge der zoologischen Mikropaläontologie*, Berlin, 1958, **I**, 434—440.
27. REMANE JÜRGEN, *Zur Calpionellen-Systematik*, Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Jahrg. 1962, *1*.
28. SIDO M., *Extensions de Tintinnoïdiens et leur importance stratigraphique en Hongrie*, Bull. de la Soc. Géol. de Hongrie (Földtani Közlöny), 1957, **83**, *3*.
29. VASSOEVITCH N., *Les roches à Calpionella Lorena du Caucase et de la Crimée*, C. R. Sommaire, Soc. Géol. de France, 1936, *10*.
30. ZIA R., *Calcari a Calpionelle della Toscana*, Bol. Soc. Geol. italiana, 1955, **LXXIV**, *2*.



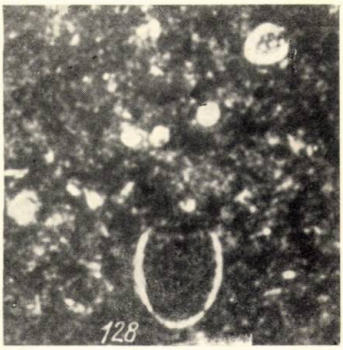
PLANȘA I

Tipuri de tintinnide din depozite tithonice și neocomiene din R. P. Romînă. *P.*, Portlandian inferior; *T.*, tithonic; *B.*, berriasian; *V.*, Valanginian.

Fig. 2—4. — *Calpionella undelloides* Colom.
Fig. 5 și 6. — *Stenosemellopsis hispanica* (Colom) var. *a.*
Fig. 7 și 8. — *S. hispanica* (Colom) var. *b.*
Fig. 9 și 10. — *S. hispanica* (Colom) var. *c.*
Fig. 11 și 12. — *S. hispanica* (Colom) var. *d.*
Fig. 13—15. — *Stenosemellopsis* sp.
Fig. 16—24. — *Calpionella elliptica* Cadisch var. *a.*
Fig. 25—29. — *Calpionellopsis* cf. *thalmanni* (Colom).
Fig. 30—32. — *C.* cf. *simplex* (Colom).
Fig. 33. — *Calpionella* sp. 1.
Fig. 34. — *Calpionella* sp. 2.
Fig. 35. — *Calpionella* sp. 3.
Fig. 36—42. — *C. elliptica* Cadisch var. *b.*
Fig. 43—49. — *C. elliptica* Cadisch var. *c* syn. *Crassicollaria* Remane.
Fig. 50—52. — *C. massutiniana* Colom syn. *Crassicollaria massutiniana* (Colom) după Remane.
Fig. 53—63. — *C. alpina* Lorenz var. *a.*
Fig. 64 — 66. — *C. alpina* Lorenz var. *b.*
Fig. 67 și 68. — *Favelloides balearica* Colom.
Fig. 69. — *Favelloides* sp. 1.
Fig. 70. — *Favelloides* sp. 2.
Fig. 71—79. — *Tintinnopsella carpathica* (Murg. et Filip.) var. *a.*
Fig. 80—85. — *T. carpathica* (Murg. et Filip.) var *b.*
Fig. 86 și 87. — *T. carpathica* (Murg. et Filip.) var. *c.*
Fig. 88. — *Amphorellina* cf. *subacuta* Colom.
Fig. 89. — *Amphorellia* sp.
Fig. 90—94. — *Tintinnopsella carpathica* (Murg. et Filip.) var. *d.*
Fig. 95—99. — *T. carpathica* (Murg. et Filip.) var. *e.*
Fig. 100—102. — *T. carpathica* (Murg. et Filip.)var. *f.*
Fig. 103. — *T. carpathica* (Murg. et Filip.) var. *g.*
Fig. 104. — *T. oblonga* Cadisch.
Fig. 105 și 106. — *Tintinnopsella* sp. 1.
Fig. 107. — *Tintinnopsella* sp. 2.
Fig. 108—113. — *Calpionellites darderi* (Colom) var. *a.*
Fig. 114—116. — *C. darderi* (Colom) var. *b.*
Fig. 117—119. — *C. darderi* (Colom) var. *c.*
Fig. 120—122. — *Calpionellites* (*Tintinnopsella*) *cadischiana* Colom.
Fig. 123. — *Calpionellites* (*Tintinnopsella*) sp. 1.
Fig. 124. — *Calpionellites* (*Tintinnopsella*) sp. 2.
Fig. 125. — *Calpionellites neocomiensis* (Colom).

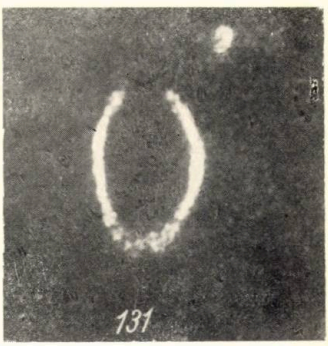

126

127

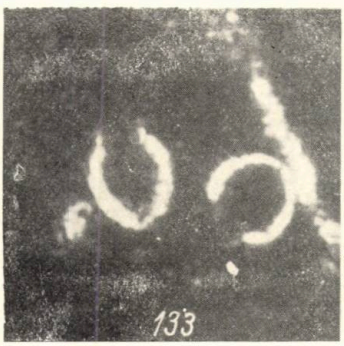

128

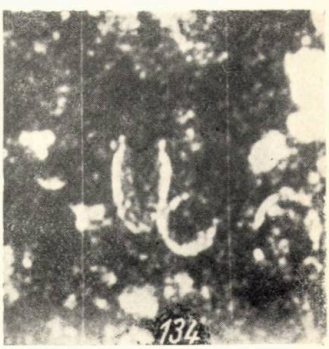
129

130


131

132


133


134

d. p. 356

PLANȘA II

Fig. 126.— *Calpionella undelloides* Colom (200×). Calcarul litografic de Marila. Tithonic. Valea Minișului — Banat.

Fig. 127. — *C. undelloides* Colom (200×). Stratele cu *Aptychus*. Tithonic—berriasian. Valea Cărbunarea — Teliu.

Fig. 128. — *Stenosemellopsis hispanica* (Colom) var. *b* (200×). Calcarul cu *Perisphinctes* sp. Tithonic-berriasian. Sinaia — Piatra Arsă.

Fig. 129. — *S. hispanica* (Colom) var. *c* (200×). Marno-calcarele de Crivina. Valanginian. Valea Minișului — Banat.

Fig. 130. — *Stenosemellopsis* sp. (200×). Calcarul cu *Perisphinctes* sp. Tithonic-berriasian. Sinaia — Piatra Arsă.

Fig. 131. — *Stenosemellopsis* sp. (200×). Partea superioară a calcarului de Marila. Berriasian. Valea Ciclova — Banat.

Fig. 132. — *Calpionella alpina* Lorenz var. *a* (200×). Stratele cu *Aptychus*. Tithonic-berriasian. Valea Seacă — Cîmpulung-Moldovenesc.

Fig. 133. — *C. alpina* Lorenz var. *a* și *C. undebloides* Colom (200×). Partea superioară a calcarului de Marila. Berriasian. Valea Ciclova — Banat.

Fig 134. — *C. alpina* Lorenz var. *b* și *C. undelloides* Colom (200×). Stratele cu *Aptychus*. Tithonic-berriasian. Valea Seacă — Cîmpulung-Moldovenesc.

PLANȘA III

Fig. 135. — *Calpionella elliptica* Cadisch var. *a* (200×). Stratele cu *Aptychus*. Tithonic-berriasian. Valea Seacă — Cîmpulung-Moldovenesc.

Fig 136. — *C. elliptica* Cadisch var. *c* (200×). Stratele cu *Aptychus*. Tithonic-berriasian. Valea Seacă — Cîmpulung-Moldovenesc.

Fig. 137. — *C. elliptica* Cadisch var. *b* și *C. alpina* Lorenz (200×). Stratele cu *Aptychus*. Tithonic-berriasian. Valea Seacă—Cîmpulung-Moldovenesc.

Fig. 138. — *C. elliptica* Cadisch var. *c* (200×). Stratele cu *Aptychus*. Tithonic-berriasian. Valea Seacă — Cîmpulung-Moldovenesc.

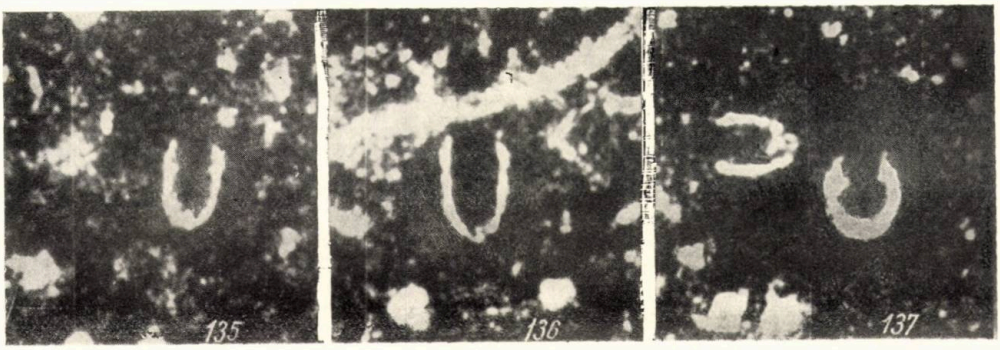
Fig. 139. — *C. elliptica* Cadisch var. *c* (500×). Stratele cu *Aptychus*. Tithonic-berriasian. Valea Seacă — Cîmpulung-Moldovenesc.

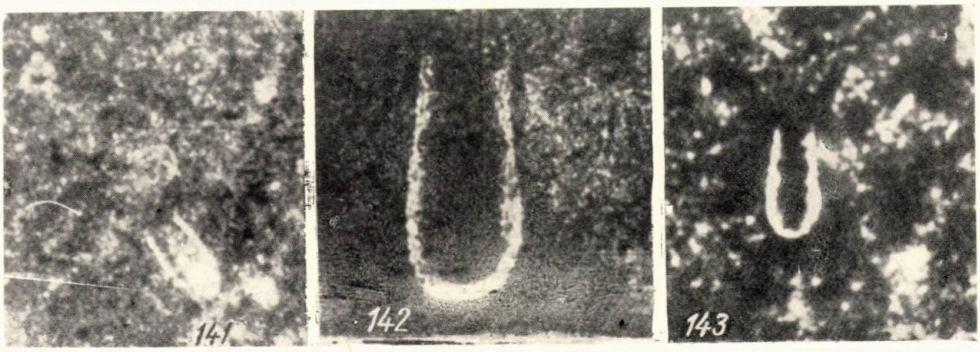
Fig. 140.— *C. massutiniana* Colom (500 x). Stratele cu *Aptychus*. Tithonic-berriasian. Valea Seacă — Cîmpulung-Moldovenesc.

Fig. 141. — *Calpionellopsis* cf. *thalmanni* (Colom) (200×). Marno-calcarele de Crivina. Valanginian. Valea Minișului — Banat.

Fig. 142. — *C.* cf. *thalmanni* (Colom) (500×). Marno-calcarele de Crivina Valanginian. Valea Minișului — Banat.

Fig. 143. — *C.* cf. *thalmanni* (Colom) (200×). Marno-calcarele de Crivina. Valanginian. Valea Minișului — Banat.





d. p. 356

PLANȘA IV

Fig. 144. — *Favelloides balearica* (Colom) (500 ×). Marno-calcarele de Crivina. Valanginian. Valea Minișului — Banat.

Fig. 145. — *Tintinnopsella carpathica* (Murg. et Filip.) var. *a* (200 ×). Calcarul cu *Perisphinctes* sp. Tithonic-berriasian. Sinaia — Piatra Arsă.

Fig. 146. — *T. carpathica* (Murg. et Filip.) var. *b* (200 ×). Calcarul cu *Perisphinctes* sp. Tithonic-berriasian. Sinaia — Piatra Arsă.

Fig. 147. — *T. carpathica* (Murg. et Filip.) var. *e* (200 ×). Calcarul cu *Perisphinctes* sp. Tithonic-berriasian. Sinaia — Piatra Arsă.

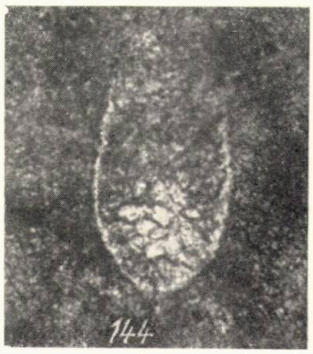
Fig. 148. — *T. carpathica* (Murg. et Filip.) var. *e* (400 ×). Calcarul cu *Perisphinctes*. Tithonic-berriasian. Sinaia — Piatra Arsă.

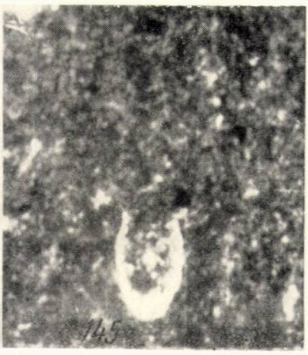
Fig. 149. — *T. carpatica* (Murg. et Filip.) var. *e* (500 ×). Marno-calcarele de Crivina. Valanginian. Valea Minișului — Banat.

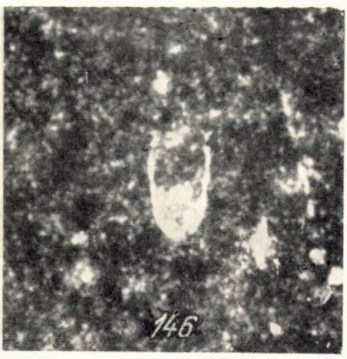
Fig. 150. — *T. carpathica* (Murg. et Filip.) var. *e* (500 ×). Calcarul cu *Perisphinctes* sp. Tithonic-berriasian. Sinaia — Piatra Arsă.

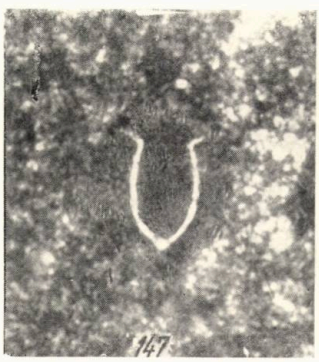
Fig. 151. — *Tintinnopsella* sp. 1 (500 ×). Marno-calcarele de Crivina. Valanginian. Valea Minișului — Banat.

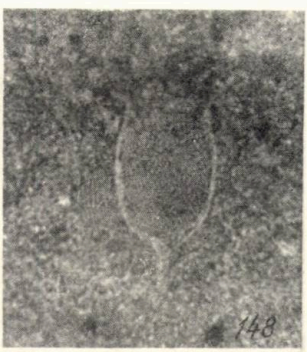
Fig. 152. — *Tintinnopsella* sp. 2 (500 ×). Marno-calcarele de Crivina. Valanginian. Valea Minișului — Banat.

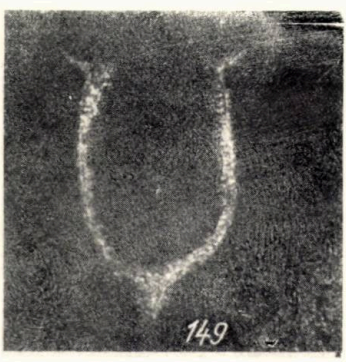


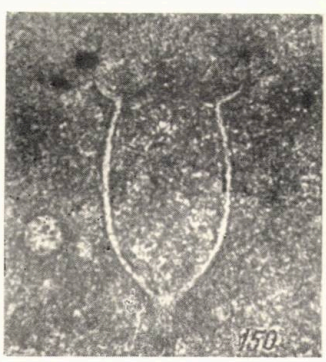


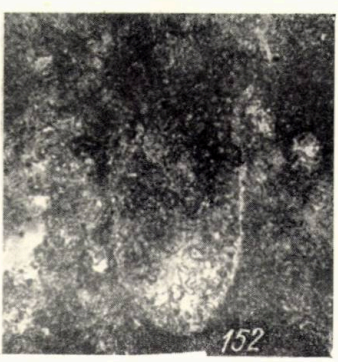












d. p. 356

PLANȘA V

Fig. 153. — *Calpionella* sp. 2 (500×). Marno-calcarele de Crivina. Valanginian. Valea Minișului — Banat.

Fig. 154. — *Amphorellina* cf. *subacuta* (Colom) (500×). Marno-calcarele de Crivina. Valanginian. Valea Minișului — Banat.

Fig. 155. — *Calpionellites darderi* (Colom) var. *a* (500×). Stratele cu *Aptychus*. Tithonic-berriasian. Pojorîta — Moldova de nord.

Fig. 156. — *C. darderi* (Colom) var. *b* (300×). Calcarul cu *Persiphinctes* sp. Tithonic-berriasian. Sinaia — Piatra Arsă.

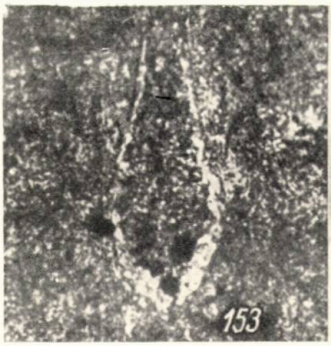
Fig. 157. — *C. darderi* (Colom) var. *b* (500×). Marno-calcarele de Crivina. Valanginian. Valea Minișului — Banat.

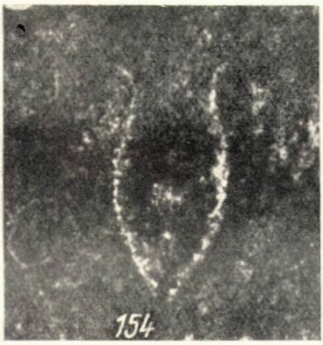
Fig. 158. — *C.* (*Tintinnopsella*) *cadischiana* Colom (500×). Marno-calcarele de Crivina. Valanginian. Valea Minișului—Banat.

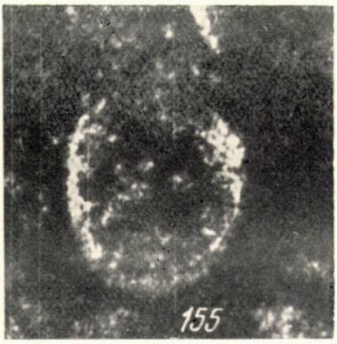
Fig. 159. — *C.* (*Tintinnopsella*) *cadischiana* Colom (500×). Calcarul cu *Persiphinctes* sp. Tithonic-berriasian. Sinaia — Piatra Arsă.

Fig. 160. — *C. neocomiesis* (Colom) (200×). Marno-calcarele de Crivina. Valanginian. Valea Minișului—Banat.

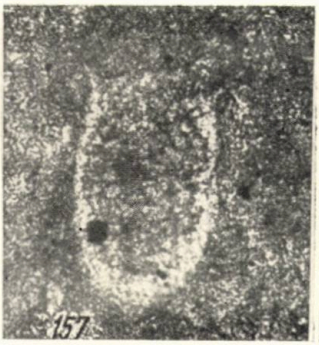
Fig. 161. — *C. neocomiesis* (Colom) (200×). Calcarul cu *Perisphinctes* sp. Tithonic -berriasian. Sinaia — Piatra Arsă.

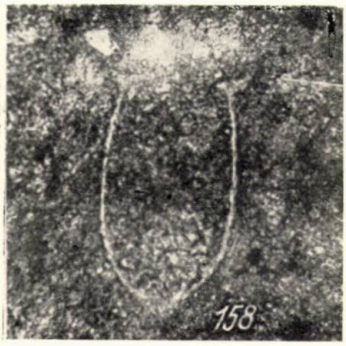

153


154

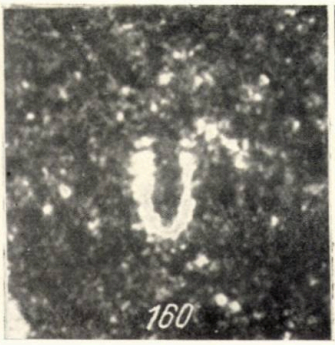

155

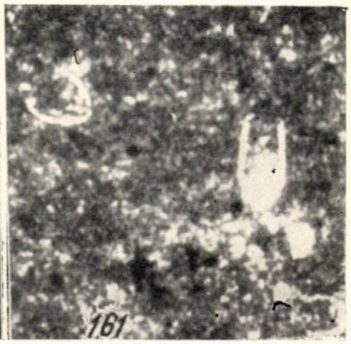
156


157


158

159


160


161

d. p. 356

VÎRSTA CONGLOMERATELOR DE PIETRICICA

DE

CORIOLAN STOICA

Comunicare prezentată de academician G. MURGEANU în ședința din 5 martie 1963

Cunoscînd că, în literatura de specialitate asupra „conglomeratelor de Pietricica" (Bacău) s-au purtat multe discuții cu privire la poziția lor în succesiunea stratigrafică și că paralelizarea lor cu alte conglomerate din țară sau din țările învecinate a întîmpinat dificultăți, prin prezenta comunicare vom căuta să aducem unele contribuții în această privință.

Primele date privind conglomeratele din Culmea Pietricica le găsim comunicate încă din 1887 de către Grigore Cobălcescu (7) în discursul său de recepție de la Academia Romînă. Vorbind despre „Culmea Tazlăului" cum numea Grigore Cobălcescu atunci „Culmea Pietricica" [1], și bazîndu-se pe prezența unor blocuri de calcare cu numuliți atribuie vîrsta conglomeratelor parizianului (eocen mediu).

Mai tîrziu, W. Teisseyre (31) menționează prezența conglomeratelor verzi la Luizi-Călugăra, considerîndu-le la baza formațiunii salifere. El paralelizează stratele verzi de la Luizi-Călugăra cu conglomeratele de Sloboda Rungurska, considerate de Zuber ca aparținînd oligocenului superior.

L. Mrazec și W. Teisseyre (16), lucrînd în districtul Bacău, ajung la concluzia că seria conglomeratelor de Pietricica reprezintă orizontul cel mai inferior al saliferului.

Sava Athanasiu (3) deosebește în conglomeratele de Pietricica două serii: una inferioară de vîrstă oligocenă și alta superioară de vîrstă miocenă.

D. M. Preda (25), pronunțîndu-se asupra vîrstei conglomeratelor de Pietricica, arată că ele se găsesc intercalate în „formațiunea saliferă a Subcarpaților".

---

[1] Numirea de „Culmea Pietricica" a fost dată de S. Athanasiu, după numele satului Pietricica situat pe șoseaua Bacău — Onești, principalul drum care traversează această culme.

H. Grozescu (13), prezentînd pentru miocenul din Moldova o schemă stratigrafică deosebită de aceea a lui D. M. Preda, atribuie conglomeratele de Pietricica saliferului superior şi le situează la baza stratelor de Cîmpeni.

Aşadar, D. M. Preda situează conglomeratele de Pietricica sub orizontul roşu al saliferului, pe cînd H. Grozescu admite că stau pe stratele de Antal, înţelegînd prin acestea un complex din care fac parte orizontul roşu (D. M. Preda) şi orizontul verde (I. Atanasiu) sau orizontul stratelor de Borzeşti [1].

Ion Atanasiu consideră conglomeratele de Gîrcina, echivalente cu conglomeratele de Pleşu şi de Pietricica, aparţinînd oligocenului pînzei submarginale. În 1943 (2) separă, în baza miocenului, peste oligocenul pînzei submarginale, un orizont inferior pe care-l numeşte „miocen verde" peste care se dezvoltă miocenul cenuşiu.

I. P. Voiteşti (35) cercetînd conglomeratele de Pietricica, Gîrcina şi Pleşu le atribuie burdigalianului inferior. Conglomeratele trec la partea superioară la gresiile verzi cunoscute sub denumirea de „strate de Borzeşti" de vîrstă burdigalian superioară. Stratele de Borzeşti trec gradat la orizontul „marnelor şi gresiilor micacee fine, roşietice"... (p. 314—315).

Florin Olteanu (20), făcînd o sinteză a cercetărilor sale asupra miocenului din Depresiunea Precarpatică, între valea Ozanei şi valea Buzăului (17), (18), (19), ajunge la concluzia că conglomeratele de Pietricica aparţin burdigalian (?)-helveţianului inferior şi sînt echivalente cu conglomeratele de Pleşu inferioare, arcoza de Căsoasa, stratele de Borzeşti şi conglomeratele de Brebu. Ele stau peste brecia saliferă şi gipsul de Varniţa şi suportă stratele de Teţcani echivalente cu o parte din stratele de Borzeşti şi cu conglomeratele de Pleşu superioare.

Alătură miocenului, spre deosebire de toţi autorii care au lucrat în această direcţie, seria de tranziţie, echivalentul stratelor de Gura-Şoimului (Polaniţa).

T. Borş [2] (1954), lucrînd în miocenul din Culmea Pietricica, atribuie conglomeratele de Pietricica burdigalianului, separînd două orizonturi, care la Luizi-Călugăra prezintă o îmbinare de faciesuri, orizontul inferior al conglomeratelor de Pietricica şi orizontul superior al stratelor de Teţcani. După T. Borş conglomeratele de Pietricica sînt echivalente cu conglomeratele de Pleşu, de Gîrcina şi de Bîrseşti.

Gh. Macovei (15), în cursul de stratigrafie, consideră că peste stratele de Cornu se dezvoltă conglomeratele de Pietricica sau conglomeratele de Brebu. Menţine părerea că conglomeratele de Pleşu, precum şi o parte a conglomeratelor de Pietricica, ar putea aparţine oligocenului.

---

[1] Se pare că denumirea de strate de Borzeşti a fost introdusă în literatura geologică de H. Grozescu, care le-a atribuit vîrsta eocenă, pe baza unor numuliţi în aceste depozite.

[2] T. Borş, *Raport geologic asupra regiunii Valea-Mare — Blăgeşti (miocenul din Moldova)*, Bucureşti, 1954.

N. Oncescu (22) consideră burdigalianul, reprezentat prin conglomeratele de Brebu, conglomeratele de Pietricica și Pleșu, transgresiv peste formațiunea cu sare, acvitaniană.

M. Săndulescu[1] (1957), lucrînd în Culmea Pietricica, atribuie depozitele cu sare oligocenului. După acest autor miocenul ar începe cu conglomeratele de Pietricica, care lateral sînt substituite de faciesul gresos cu intercalații roșii al stratelor de Tețcani, atribuite burdigalianului.

Fl. Olteanu, M. Popescu și T. Iorgulescu (21), într-o sinteză privind stratigrafia neogenului din Oltenia și Muntenia, atribuie acvitanianul cu gipsuri și mase de sare oligocenului. Miocenul ar începe deci cu burdigalianul, reprezentat prin stratele de Cornu sau echivalentul acestora, situate sub conglomeratele de Brebu de vîrstă helvețiană. M. Popescu consideră că depozitele helvețianului la vest de valea Teleajenului pînă în Oltenia ar fi reprezentate numai prin partea superioară a acestui etaj, care ar începe cu echivalentul marnelor roșii de Valea Calului (Fl. Olteanu) din Moldova. În consecință, helvețianul inferior din Moldova, de la marnele roșii de Valea Calului în jos pînă la conglomeratele de Pietricica, inclusiv, ar lipsi la vest de valea Teleajenului. Ar urma deci că conglomeratele de Brebu și conglomeratele din baza orizontului roșu, din valea Oltului, nu sînt echivalente cu conglomeratele de Pietricica. Acestea ar fi de vîrsta orizontului cenușiu al helvețianului.

I. Băncilă ((6) p. 330—331), în lucrarea sa de sinteză asupra Carpaților Orientali, atribuie conglomeratele din valea Trebișului și valea Trotușului burdigalianului, „prin analogia strînsă pe care o au cu conglomeratele de Brebu din Muntenia", la baza cărora D. M. Preda a găsit „formele de pecteni". Consideră că conglomeratele de tipul Pleșu — Pietricica ar trece lateral la îmbinări cu faciesul cenușiu, ceea ce ar fi prilejuit atribuirea unor denumiri ca „miocen verde" (I. Atanasiu), „strate de Tețcani" (E. Kündig).

Lucrînd în miocenul din Moldova, bazinul Tazlăului[2] (27), (28), (29), am stabilit următoarea succesiune stratigrafică a miocenului după schema: acvitanian, reprezentat prin formațiunea cu sare, burdigalian căruia îi atribuim „miocenul verde" sau „stratele de Borzești" și helveţian cu două orizonturi — orizontul roșu și orizontul cenușiu.

N. Grigoraș (12) atribuie conglomeratelor de Pietricica vîrsta burdigaliană și le paralelizează cu conglomeratele de Brebu, considerînd că formele de pecteni colectate de D. M. Preda, H. Grozescu și I. P. Voitești (26) și de Elena Popa-Dimian (24) din echivalentul stratelor de Cornu, de la Schiulești și Valea-Mare țin de conglomeratele de Brebu. Stratele de Cornu sînt atribuite acvitanianului adică oligocenului, iar miocenul ar începe cu burdigalianul.

---

[1] M. Săndulescu, *Raport asupra prospecțiunilor pentru hidrocarburi reg. Drăgugești — Valea-Mare*, Com. geol., 1957.

[2] C. Stoica, *Stratigrafia depozitelor terțiare dintre valea Tazlăul Mare și Tazlăul Sărat (Bacău)*, Comunicare la Sesiunea științifică a Inst. geol.-geogr. al Acad. R.P.R., mai 1961.

Încă din 1930, M. G. Filipescu (11) a arătat că gresiile glauconitice cu pecteni de la Schiuleşti aparţin stratelor de Cornu şi nu conglomeratelor de Brebu.

O. Mirăuţă [1] (1962), singur sau în colaborare, lucrînd între Tazlău şi Bălţăteşti, arată lipsa „orizontului verde" sau a „stratelor de Borzeşti" din acea parte. Conglomeratele de Almaşu inferioare sînt interpretate ca un facies al formaţiunii cu sare, iar conglomeratele de Almaşu superioare ca un facies al stratelor de Teţcani.

Făcînd unele discuţii pe marginea lucrării privind prospecţiunile din regiunea Gîrcina — Poiana — Bălţăteşti prezentate de O. Mirăuţă (1962), I. Dumitrescu încearcă unele paralelizări cu miocenul din Vrancea (9), arătînd că burdigalianul se prezintă sub două faciesuri, unul intern, reprezentat prin conglomeratele de Brebu, şi altul extern, constituit din conglomeratele de Pietricica. Între ele s-ar dezvolta faciesul de Hîrja spre interior şi faciesul roşcat spre exterior, ambele fără conglomerate.

E. Andreescu şi colectivul [2] (1961), lucrînd în bazinul văii Tazlăului, adoptă schema stabilită de noi [3] (27), (28), (29).

★

Pentru determinarea vîrstei formaţiunilor din miocen şi pentru stabilirea limitei paleogen-miocen s-au căutat argumente paleontologice, micropaleontologice şi palinologice. În afară de macrofauna cu pectinide culeasă de D. M. Preda, I. P. Voiteşti şi H. Grozescu (26) şi completată de Elena Popa-Dimian (24) cu forme noi din stratele de Cornu, de la Schiuleşti şi Valea-Mare, care atestă vîrsta burdigaliană a acestor depozite, în afară de un exemplar de *Ostrea granensis* Font. colectat de T. Filimon şi determinat de Fl. Marinescu din conglomeratele de la Viişoara (valea Bistriţei), care pledează pentru vîrsta burdigaliană a acestora, şi de asociaţia micropaleontologică colectată de G. Voicu (33) din stratele de Cornu de pe valea Prahovei, care indică de asemenea vîrsta burdigaliană a acestor depozite, alte argumente paleontologice valabile pentru precizarea vîrstei formaţiunilor miocen inferioare nu s-au întîlnit în tot lungul Depresiunii Precarpatice. Pentru miocenul inferior din Moldova, studiile micropaleontologice n-au putut stabili asociaţii caracteristice. Adeseori microfauna lipseşte sau, atunci cînd există, cuprinde forme comune sau, de cele mai multe ori, remaniate. Nu se pot face subdiviziuni stratigrafice clare pe date micropaleontologice.

---

[1] O. Mirăuţă, A. Visarion, Gh. Bulgaru şi Gh. Vasilescu, *Prospecţiuni geologice pentru săruri de potasiu în sectorul Piatra-Neamţ, Mitocul lui Bălan*, Raport Com. geol., 1960; O. Mirăuţă, *Studiul tectonic al flişului marginal şi miocenului subcarpatic din reg. Piatra-Neamţ*, Com. geol., februarie 1961; O. Mirăuţă, *Prospecţiuni în reg. Gîrcina — Poiana — Bălţăteşti*, Comunicare la Com. geol., 1952.

[2] T. Joja, E. Andreescu, S. Guţă şi Gh. Şerban, *Prospecţiuni în zona flişului marginal dintre valea Nemţişorului şi valea Cracăului (reg. Bacău)*, Com. geol., 1960.

[3] C. Stoica, *Op. cit.*; C. Stoica, *Vîrsta gresiei de Moişa*, Comunicare la Inst. geol.-geogr. al Acad. R.P.R., 1962.

Tocmai această lipsă de conținut paleontologic, deci lipsă de repere faunistice pe suprafețe mari, a prilejuit multitudinea de interpretări asupra vîrstei orizonturilor miocenului inferior.

Neavînd argumente paleontologice pentru stabilirea limitelor dintre orizonturile miocenului inferior, printre care se situează și conglomeratele de Pietricica, să examinăm în ce măsură elemente de altă natură pot să ne conducă la găsirea unor repere cu caracter regional.

Spre deosebire de fliș, care este întotdeauna marin și alcătuit dintr-o alternanță monotonă și ritmică de un număr redus de roci, dintre care lipsesc gipsul, sarea și cărbunii, molasa este foarte variată ca litologie, are faciesuri foarte diferite, marine de mică adîncime, continentale și lagunare, cu sare, gips și cărbuni. Molasa s-a format în urma flișului.

În timpul depunerii molasei inferioare mai domină subsidența; din această cauză unele depozite, ca cele pe care le întîlnim în faciesurile orizontului verde (stratele de Borzești) — sau în faciesurile orizontului roșu (stratele de Tețcani) — prezintă o ritmicitate accentuată. Ele nu sînt depozite de facies fliș, ci posterioare flișului, depuneri de molasă în Depresiunea Precarpatică. Am arătat că în bazinul Tazlăului (reg. Bacău) peste menilitele superioare se dezvoltă stratele de Gura-Șoimului, alcătuite din argile cenușii-negricioase, asemănătoare uneori cu șisturile disodilice, marne cenușii, gresii curbicoticale și conglomerate fine, uneori grosiere cu frecvente elemente de șisturi verzi. Nu peste tot aceste depozite se încheie cu menilitele terminale. Peste tot însă stratele de Gura-Șoimului sînt cutate împreună cu depozitele mai vechi ale oligocenului. Cu stratele de Gura-Șoimului se încheie ciclul de sedimentare al paleogenului. Ele aparțin oligocenului superior (30).

Peste stratele de Gura-Șoimului, deci peste ultimul termen al oligocenului, se depune o molasă a cărei parte inferioară o atribuim, fără argumente paleontologice, acvitanianului. Acest acvitanian este reprezentat în bază printr-un orizont argilos, cu gipsuri și anhidrit, urmat de orizontul cu sare și săruri de potasiu, cunoscut și sub numele de „brecia sării", acoperit la rîndul său de un orizont marno-argilos cu gipsuri. Rocile sînt de culoare cenușie și cenușie-închis pînă la negricioasă [1].

Deasupra acestui acvitanian, deci deasupra formațiunii cu sare, se dezvoltă „orizontul verde" sau „stratele de Borzești" alcătuit din conglomerate verzi cu frecvente elemente de șisturi verzi, microconglomerate, gresii și argile verzi, pe care le atribuim burdigalianului. Întreaga succesiune are o nuanță verzuie de unde îi vine și denumirea dată de I. Atanasiu (2). Orizontul verde, sau stratele de Borzești, are grosimi variabile cuprinse între 400 și 800 m. În Culmea Pietricica echivalentul stratelor de Borzești îl constituie conglomeratele de Pietricica și gresia de Bălțata. Într-o excursie pe teren cu geologii I. Atanasiu, I. Chiriac și C. Albu am reexaminat următoarele secțiuni:

[1] Formațiunea cu sare reprezintă baza miocenului inferior din Depresiunea Precarpatică, ea suportă depozite cu faună burdigaliană. În consecință, ea ar putea reprezenta acvitanianul în sensul stratotipului și nu acvitanianul în sensul de oligocen terminal.

1. Secțiunea pîrîului Bălțata (fig. 1).
2. Periclinul nordic al oligocenului din Valea-Mare (fig. 2).
3. Secțiunea din pîrîul Glodosu — pîrîul Negel (fig. 3).
4. Oligocenul din pîrîul Chilia — pîrîul Sărata (fig. 4).
5. Succesiunea miocenului din pîrîul Bălăneasa — Dealul Măgura (fig. 5).

Deasupra conglomeratelor de Pietricica și a gresiilor de Bălțata, pe care le interpretăm ca fiind sincrone cu stratele de Borzești, respectiv cu orizontul verde, se dezvoltă orizontul roșu sau stratele de Tețcani urmate, la partea superioară, de orizontul cenușiu cu gipsuri, ambele considerate de vîrstă helvețiană. Aceste două orizonturi sînt bine descrise în secțiunea din pîrîul Bălăneasa. În baza orizontului roșu din pîrîul Bălăneasa, în Dealul Măgura, se dezvoltă un nivel de conglomerate grosiere, bogate în elemente de șisturi verzi avînd, spre deosebire de conglomeratele de Pietricica, matricea constituită din argile nisipoase roșii.

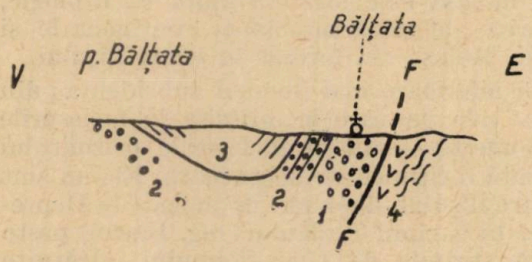


Fig. 1. — Secțiunea pîrîului Bălțata.

1, Conglomeratele de Pietricica — burdigalian; *2*, gresii verzi de Bălțata — burdigalian; *3*, orizontul roșu — helvețian; *4*, orizontul cenușiu — helvețian.

Conglomeratele care formează Dealul Măgura (din Culmea Pietricica), bine dezvoltate, aparțin orizontului roșu din baza helvețianului, pe care-l paralelizăm cu ceea ce se cunoaște sub denumirea de conglomerate de Brebu sau conglomerate de Bîrsești.

Din succesiunea stratigrafică a miocenului cel mai constant și caracteristic orizont, cu răspîndire mare în tot lungul Depresiunii Precarpatice din Oltenia pînă în Moldova, Ucraina Subcarpatică și Polonia, este orizontul roșu sau stratele de Tețcani. În Ucraina Subcarpatică și în Polonia acest orizont se cunoaște sub denumirea de strate de Stebnik.

Coloratia roșie a depozitelor din acest orizont a fost determinată de existența unui climat cald, iar mediul în care s-au depus sedimentele a fost un mediu oxidant. Acest climat s-a menținut tot timpul depunerii orizontului roșu cu grosimi de 300—1 500 m și pe toată regiunea de la exteriorul Carpaților din Oltenia pînă în Polonia. Deci, putem considera orizontul roșu, stratele de Tețcani sau stratele de Stebnik cu un reper stratigrafic care se corelează pe toată extinderea Depresiunii Precarpatice.

Dacă ținem seama de factorii fizico-chimici din timpul sedimentării putem ajunge la cunoașterea formei sub care precipită fierul ((23) p. 3). Pe acest criteriu P u s t o v a l o v (1940—1952, citat după (23)) stabilește o clasificare a mediilor marine, condiționate de redoxipotențial.

Depunerea sedimentelor, sub influența climatului, se poate face într-un mediu reducător, cînd sedimentele vor avea culoarea închisă, brună pînă la neagră, facies euxinic, cu formare de $Fe\ S_2$ (negru), sau facies sideritic cu formare de siderit ($Fe\ CO_3$-brun) : într-un mediu neutru, cînd sedimentele vor avea culoarea verde datorită formării cloritului sau

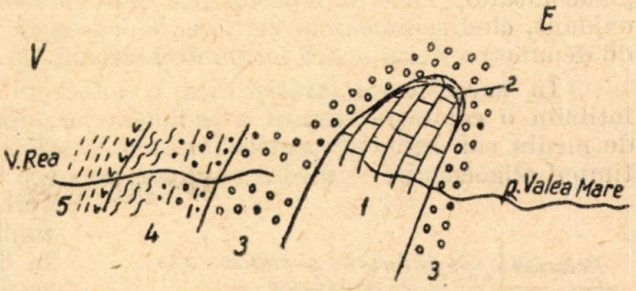


Fig. 2. — Periclinul nordic al oligocenului din Valea-Mare.

1, Menilitele superioare — oligocen; *2*, marne cenușii cu gips — acvitanian; *3*, conglomeratele de Pietricica — burdigalian; *4*, orizontul roșu (stratele de Tețcani) — helvețian; *5*, orizontul cenușiu — helvețian.

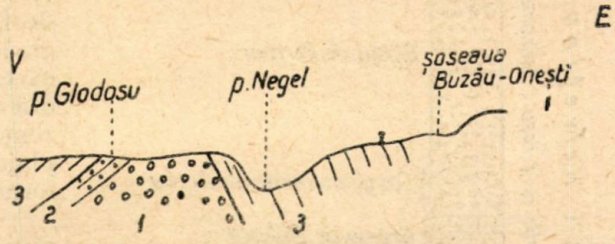


Fig. 3. — Secțiunea din pîrîul Glodosu — pîrîul Negel.

1, Conglomeratele de Pietricica — burdigalian; *2*, gresii verzi — burdigalian; *3*, orizontul roșu (stratele de Tețcani) — helvețian.

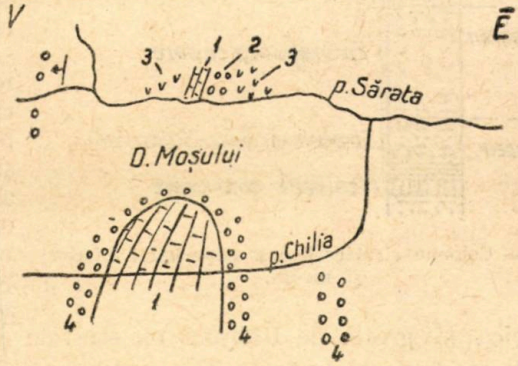


Fig. 4. — Oligocenul din pîrîul Chilia și pîrîul Sărata.

1, Menilitele superioare — oligocen; *2*, conglomerate cu elemente verzi bine cimentate — oligocen; *3*, argile ciocolatii cu gips și efloresceațe de sulf — acvitanian; *4*, conglomeratele de Pietricica.

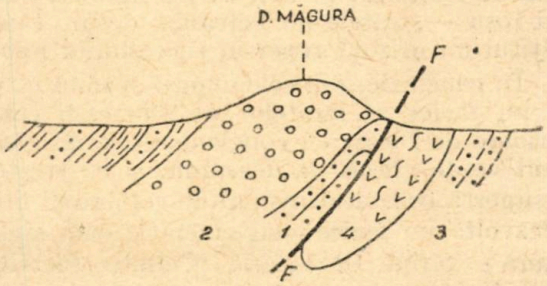


Fig. 5. — Succesiunea depozitelor miocene pe pîrîul Bălăneasa — Dealul Măgura.

1, Gresii de tip gresia de Bălțata — burdigalian; *2*, conglomerate — orizontul roșu — helvețian; *3*, marne și argile roșii — orizontul roșu — helvețian; *4*, marne cenușii cu gips — orizontul cenușiu (gipsul de Perchiu) — helvețian.

glauconitului, faciesul leptocloritic sau glauconitic, sau într-un mediu oxidant, cînd sedimentele vor avea culoarea de nuanță roșie determinată de depunerea fierului sub formă de hidroxid.

În succesiunea stratigrafică a miocenului inferior din Moldova întîlnim o colorație variată a sedimentelor, determinată de schimbările de mediu sub influența paleoclimatului. Astfel, de la mediu euxinic din timpul oligocenului — mediu reductor, se trece la un mediu de tranziție spre mediul neutru, în acvitanian, devenind predominant în burdigalian în care colorația orizontului verde — stratele de Borzești — este dată de faciesurile leptocloritic și glauconitic. Secțiunile subțiri executate pe roci colectate din orizontul verde arată prezența cloritului sub formă de plaje și a glauconitului sub formă granulară.

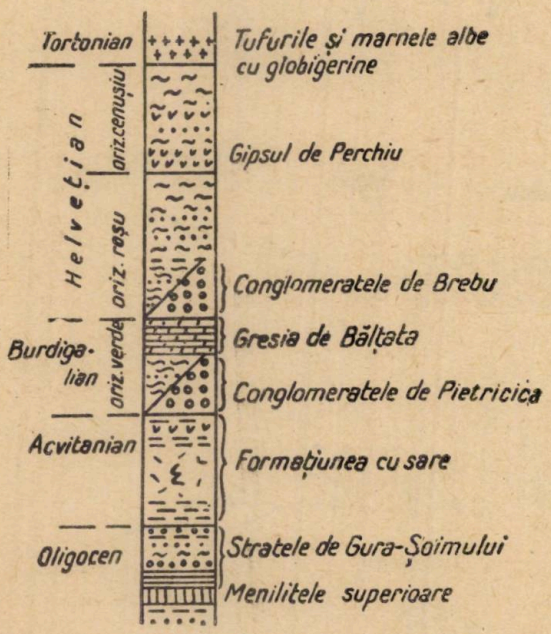


Fig. 6. — Coloana stratigrafică a miocenului inferior și mediu.

Menționăm că faciesul glauconitic este bine dezvoltat și în stratele de Cornu sau al echivalentului lor stratigrafic din Muntenia, în care s-au întîlnit argumentele paleontologice menționate pentru stabilirea vîrstei lor la burdigalian. Pe acest criteriu și pe considerentul geometric al poziției stratigrafice, sub orizontul roșu cu conglomeratele de Brebu în bază, paralelizăm stratele de Borzești, deci conglomeratele de Pietricica și gresia de Bălțata, cu stratele de Cornu.

Peste faciesul leptocloritic — glauconitic al burdigalianului urmează destul de tranșant, pe alocuri transgresiv, faciesurile oxidante ale orizontului roșu — stratele de Tețcani — despre care am arătat mai sus că poate constitui un orizont reper în succesiunea miocenului inferior.

În concluzie, din cele expuse rezultă că conglomeratele de Pietricica sînt un facies al stratelor de Borzești, echivalente cu conglomeratele inferioare de Pleșu, cu conglomeratele inferioare de Almașu, inclusiv orizontul verde gresos de deasupra, și cu stratele de Cornu din Muntenia. Ele suportă orizontul roșu al helvețianului în baza căruia, în unele părți, se dezvoltă un facies conglomeratic cum sînt conglomeratele din Dealul Măgura — pîrîul Bălăneasa (Culmea Pietricica), conglomeratele superioare de Almașu, din valea Cuejdului, conglomeratele superioare din

Culmea Pleşu, conglomeratele de Bîrseşti, din valea Putnei şi conglomeratele de Brebu din Muntenia (fig. 6).

În Culmea Pietricica, ca şi în valea Cuejdului — Almaşu şi în Culmea Pleşului, sînt bine dezvoltate două nivele cu conglomerate, unul, cel inferior, aparţinînd burdigalianului — conglomeratele de Pietricica, iar al doilea, cel superior, aparţinînd helveţianului — conglomeratele de tip Brebu (Dealul Măgura).

ВОЗРАСТ КОНГЛОМЕРАТОВ ТИПА ПИЕТРИЧИКА

РЕЗЮМЕ

В настоящей работе, на основании данных исследования стратиграфического разреза отложений, развитых в бассейне Тазлэу и на возвышенности Кульмя Пиетричика, предлагается новая стратиграфическая схема нижнего миоцена и выделяются две серии конгломератов: первая серия типа Пиетричика фации зеленых пород (слои Борзешть) бурдигальского возраста и вторая серия фации красных пород (слои Тецкань) гельветического возраста, залегающая выше и сопоставляемая с конгломератами типа Бребу.

На основании вышеприведенной схемы авторы сопоставляют конгломераты типа Пиетричика не с конгломератами типа Бребу, а со слоями Корну, залегающими в основании этих последних.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Разрез по ручью Бэлцата. *1* — конгломераты типа Пиетричика — Бурдигал; *2* — зеленые песчаники типа Бэлцата — Бурдигал; *3* — красный горизонт — гельвет; *4* — серый горизонт — гельвет;

Рис. 2. — Северная переклиналь олигоцена по долине Валя Маре. *1* — верхние менилиты — олигоцен; *2* — серые мергели с аквитанскими гипсами; *3* — конгломераты типа Пиетричика — Бурдигал; *4* — красный горизонт (слои Тецкань) — гельвет; *5* — серый горизонт — гельвет.

Рис. 3. — Разрез по линии ручей Глодосу — ручей Неджел. *1* — конгломераты типа Петричика — Бурдигал; *2* — зеленые песчаники — Бурдигал; *3* — красный горизонт (слои Тецкань) — гельвет.

Рис. 4. — Олигоцен по ручью Килия и по ручью Сэрата. *1* — верхний менилитовый горизонт — олигоцен; *2* — конгломераты с хорошо сцементированными элементами зеленых пород — олигоцен; *3* — шоколадные глины с гипсом и натеками серы — аквитан; *4* — конгломераты типа Пиетричика.

Рис. 5. — Разрез отложений миоцена по ручью Бэлэняса, вершина Дялул Мэгура. *1* — песчаники типа Бэлцата — Бурдигал; *2* — красный конгломератовый горизонт — гельвет; *3* — мергели и глины — красный горизонт — гельвет; *4* — серые мергели с гипсом — серый горизонт (гипс типа Перкиу) — гельвет.

Рис. 6. — Стратиграфическая колонка нижнего и среднего миоцена.

ÂGE DES CONGLOMÉRATS DE PIETRICICA

RÉSUMÉ

Après l'analyse de la succession stratigraphique du bassin du Tazlău et du sommet de Pietricica, l'auteur propose un nouveau schéma stratigraphique du Miocène inférieur, où l'on distingue deux séries de conglomérats : la série de conglomérats de Pietricica, comme faciès de l'horizon vert (Couches de Borzeşti) — burdigaliens, et une série de conglomérats occupant une position supérieure aux précédents, équivalents aux conglomérats de Brebu, comme faciès de l'horizon rouge (Couches de Teţcani) — helvétiens.

On précise ainsi que les conglomérats de Pietricica ne sont pas équivalents aux conglomérats de Brebu, mais aux Couches de Cornu, situées au-dessous de ceux-ci dans l'échelle stratigraphique.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Section du ruisseau Bălţata. *1*, Conglomérats de Pietricica. Burdigalien ; *2*, grès verts de Bălţata — Burdigalien ; *3*, horizon rouge — Helvétien ; *4*, horizon gris — Helvétien.

Fig. 2. — Périclinal septentrional de l'Oligocène de Valea Mare. *1*, Ménilites supérieures — Oligocène ; *2*, marnes grises à gypse — Aquitanien ; *3*, conglomérats de Pietricica — Burdigalien ; *4*, horizon rouge (Couches de Teţcani) — Helvétien ; *5*, horizon gris — Helvétien.

Fig. 3. — Section des ruisseaux Glodosu et Negel. *1*, Conglomérats de Pietricica — Burdigalien ; *2*, grès verts — Burdigalien ; *3*, horizon rouge (Couches de Teţcani) — Helvétien.

Fig. 4. — Oligocène des ruisseaux Chilia et Sărata. *1*, Ménilites supérieures — Oligocène ; *2*, conglomérats à éléments verts bien cimentés ; *3*, argiles chocolat à gypse et efflorescences de soufre — Aquitanien ; *4*, conglomérats de Pietricica.

Fig. 5. — Succession des dépôts miocènes de P. Bălăneasa et D. Măgura. *1*, Grès du type de grès de Bălţata — Burdigalien ; *2*, conglomérats — horizon rouge — Helvétien ; *3*, marnes et argiles rouges — horizon rouge — Helvétien ; *4*, marnes grises à gypse — horizon gris (gypse de Perchiu) — Helvétien.

Fig. 6. — Colonne stratigraphique du Miocène inférieur et moyen.

BIBLIOGRAFIE

1. ATANASIU I., *Contribution à la stratigraphie et tectonique du Flysch marginal moldave*, Ann. Sci. Univ. Jassy, 1939, **XXV**.
2. — *Les facies du Flysch marginal dans la partie moyenne des Carpathes Moldaves*, An. Inst. geol. Rom., 1943, **XXII**.
3. ATHANASIU S., *Esquisse géologique des régions petrolifères des Carpathes ou district de Bacău*, Congrès international du pétrole, III-ème sess., Bucureşti, 1907.
4. — *Raport asupra activităţii Institutului Geologic Romîn pe anii 1908—1910*, Bucureşti, 1912.
5. — *Clasificarea terenurilor neogene şi limita între Miocen şi Pliocen în Romînia*, Bucureşti, 1906.
6. BĂNCILĂ I., *Geologia Carpaţilor Orientali*, Edit. ştiinţifică, Bucureşti, 1958.
7. COBĂLCESCU GR., *Despre originea şi zăcămintele petrolului în general şi în particular în Carpaţi*, Discurs de recepţiune la Acad. Rom., Public. Acad. Rom. 1887, 45—46.
8. — *Studii geologice şi paleontologice*, Mem. geol. Şcolii militare Iaşi, Bucureşti, 1883.
9. DUMITRESCU I., *Studii geologice între Oituz şi Coza*, An. Inst. geol. Rom., 1949, **XXIV**.
10. FILIMON T. şi MARINESCU FL., *Asupra prezenţei speciei Ostreia granensis Font. în conglomeratele de la Viişoara (v. Bistriţei)*, Com. Acad. R.P.R., 1960, **X**, 7.

11. FILIPESCU M. G., *À propos de l'Aquitanien entre la Vallée de Teleajen et la Vallée de Doftana, dans le district de Prahova*, C. R. Sci. Inst. Géol. Roum., 1933, **XIX** (1930—1931).
12. GRIGORAȘ N., *Geologia zăcămintelor de petrol și gaze din R.P.R.*, Edit. tehnică, București, 1961.
13. GROZESCU H., *Geologia regiunii subcarpatice din partea de nord a district. Bacău*, An. Inst. geol. Rom., 1918, **VIII** (1914).
14. MACOVEI GH., *Asupra vîrstei salifere din Romînia*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1913, **IV**.
15. — *Geologia stratigrafică*, Edit. tehnică, București, 1954.
16. MRAZEC L. u. TEISSEYRE W., *Über oligozäne Klippen am Rande der Karpathen bei Bacău (Moldau)*, Jahrb. k.k. geol. R. A., 1902, **LI**.
17. OLTEANU FL., *Cercetări geologice între valea Bistriței, P. Cuejdului și P. Pîngărăciorul (Jud. Neamț)*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1952, **XXXVI** (1948—1949).
18. — *Faciesurile și tectonica Miocenului subcarpatic din reg. Berzunț*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1953, **XXXVII** (1949—1950).
19. — *Depresiunea subcarpatică în regiunile Solonț și Drăgugești (Bacău)*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1954, **XXXVIII** (1950—1951).
20. — *Depresiunea subcarpatică între văile Ozanei (Pîrîul Neamțului) și Buzăului*, An. Com. geol., 1958, **XXXI**.
21. OLTEANU FL., POPESCU M. și IORGULESCU T., *Contribuții la cunoașterea stratigrafiei Neogenului din Oltenia și Muntenia*, Edit. tehnică, București, 1958.
22. ONCESCU N., *Geologia R.P.R.*, Edit, tehnică, București, 1957.
23. PAPIU V. CORVIN, *Petrografia rocilor sedimentare*, Edit. științifică, București, 1960.
24. POPA-DIMIAN E., *Asupra prezenței unei gresii glauconitice cu pecteni în stratele de Cornu din Valea Mare*, St. și cerc. geol., 1960, **V**.
25. PREDA D. M., *Geologia regiunii subcarpatice din partea de sud a districtului Bacău*, An. Inst. geol. Rom., 1917, **VII** (1913).
26. PREDA D. M., VOITEȘTI I. P. și GROZESCU H., *Clasificarea Mediteranului în Romînia. Considerații generale asupra vîrstei formațiunilor salifere în Romînia*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1917, **VII** (1915—1916).
27. STOICA C., *Formațiunile halogene cu săruri de potasiu din miocenul Moldovei de mijloc (R.P.R.)*, Cong. V al Asoc. Carpato-Balcanice, București, 1961.
28. — *Considerații privind sărurile de potasiu din R.P.R.*, Rev. Min. A.S.I.T., 1962, *10*.
29. — *Apele minerale de la Băile Bălțătești (Tg. Neamț)*, București, 1962.
30. — *Stratele de Gura Șoimului*, Anal. Univ. Buc., 1953, *22*.
31. TEISSEYRE W., *Geologische Reiseberichte aus den Karpathen Rumäniens (Distr. Bacău)*, Verh. k. k. geol. R. A., Viena, 1896, 134—143.
32. TEISSEYRE W. u. MRAZEC L., *Das Salzvorkommen in Rumänien*, Viena, 1903.
33. VOICU G., *Studiul micropaleontologic al stratelor de Cornu de pe flancul sudic al cuvetei de Slănic, între Valea Prahovei și Valea Vărbilăului*, An. Com. geol., 1953, **XXVI**.
34. VOITEȘTI I. P., *Date noi asupra Tortonianului fosilifer în zona Flișului Subcarpaților meridionali*, An. Inst. geol. Rom., 1914, **VI**.
35. — *L'âge des conglomérats de Pietricica, de Gîrcina et de Pleșul*, C. R. Acad. Sci. Roum., 1945, **VII**.

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA PALEOZOICULUI ȘI MEZOZOICULUI DIN PĂRȚILE DE EST ȘI NORD-EST ALE MASIVULUI GODEANU

(CARPAȚII MERIDIONALI) *

DE

GR. POP

Comunicare prezentată de academician G. MURGEANU în ședința din 5 martie 1963

Regiunea la care se referă lucrarea de față se încadrează între Masivele Retezat, Godeanu și Oslea, iar spre sud-vest urmărește cursul superior al văii Cerna.

Constituția geologică a determinat în această zonă unități morfologice bine distincte pe care le formează masivele amintite. Glaciația a lăsat în aceste masive peisaje caracteristice. Circurile glaciare sînt elementele morfologice care se întîlnesc frecvent în Godeanu și Retezat.

Printre mențiunile mai vechi privitoare la această regiune se numără cele ale lui Bella v. Inkey (1889), Fr. Shafarzik (27), Fr. Nopcsa (20), (21). O dată cu îmbogățirea datelor referitoare la constituția geologică a Carpaților Meridionali s-au făcut studii de sinteză care privesc și regiunea cercetată de noi. Printre acestea, menționăm pe cele ale lui L. Mrazec (16), G. Murgoci (17), A. Streckeisen (28), Șt. Ghica-Budești (7) și Al. Codarcea (1).

O descriere mai detaliată a formațiunilor geologice din această regiune o datorăm lui N. Gherasi (6).

În 1940, G. Manolescu (12) a descris sumar, pe valea Cernișoara și la Gura Soarbele, argile și marne șistoase pe care le-a atribuit, în lipsă de date paleontologice, cretacicului inferior.

---

* Mulțumim acad. prof. G. Murgeanu și prof. Gr. Răileanu pentru îndrumările date în cercetările de teren și la întocmirea lucrării.

Mai tîrziu, în 1953, L. Pavelescu (23) a făcut un studiu amănunțit asupra regiunilor centrală și de sud-est ale Munților Retezat în care a descris detaliat, din punct de vedere petrografic, formațiunile paleozoice și mezozoice.

★

La alcătuirea geologică a regiunii iau parte mai multe formațiuni care aparțin la două unități tectonice diferite: formațiunile autohtonului, reprezentate prin fundamentul cristalin cu învelișul său sedimentar, și formațiunile pînzei getice.

AUTOHTONUL DANUBIAN

FUNDAMENTUL CRISTALIN

Rocile care constituie fundamentul sînt reprezentate prin șisturi cristaline și roci eruptive.

Din punct de vedere litologic, șisturile cristaline se grupează în două complexe: un complex amfibolitic și un complex sericito-cloritos. G. Manolescu (11) le-a grupat în „seria clastică", iar mai recent L. Pavelescu (23) le-a descris detaliat sub numele de „seria de Drăgșan".

În cadrul acestor complexe, în general, tipurile de roci se schimbă foarte frecvent.

Complexul amfibolitic are o dezvoltare mare în Oslea și a fost urmărit începînd din Dîlma Mare pînă în Culmea Cernișoara și pe Dosu Cernei. Este constituit dintr-o serie de roci cenușii-verzui sau negricioase, adesea cu aspect rubanat care variază foarte mult. Printre acestea se disting șisturi amfibolice cloritoase, sericitoase, cuarțoase, șisturi amfibolice cu epidot și amfibolite.

Mai puțin răspîndite sînt cuarțitele granulare, cuarțitele feldspatice și gnaisele granodioritice. Acestea sînt răspîndite din ce în ce mai frecvent spre sud, pe Dosu Cernei, unde se întîlnesc și intruziuni de granite și granodiorite.

Complexul clorito-sericitos ocupă toată Culmea Drăgșan pînă sub Stănuleț și pe malul drept al văii Lăpușnicului Mare. Din punct de vedere petrografic predomină șisturile clorito-sericitoase la care se asociază frecvent varietăți cuarțoase, talcoase și cu epidot.

Rocile eruptive se întîlnesc pe Culmile Slăveiu și Zlata, unde sînt reprezentate prin granodiorite și granite masive și granodiorite cu textură gnaisică. L. Pavelescu (23) și N. Gherasi (6) au considerat că punerea în loc și diferențierea acestora s-au făcut în condițiile consolidării unei mase magmatice într-un cîmp de stress foarte pronunțat, în faza hercinică.

DEPOZITELE SEDIMENTARE

Peste şisturile cristaline sau direct peste granodioritele şi granitele Masivului Retezat se dispun depozite sedimentare paleozoice şi mezozoice cunoscute sub numele de infragetic care aparţin la trei cicluri de sedimentare: ciclul paleozoicului superior, ciclul jurasic-cretacic inferior şi ciclul cretacicului superior.

CICLUL PALEOZOIC SUPERIOR

Carboniferul (?). Cele mai vechi depozite cu care începe ciclul de sedimentare al paleozoicului superior le-am întîlnit sub forma a două petice cu totul reduse, unul pe Culmea Slăveiului şi altul mai la sud-vest de regiunea cercetată (fig. 9), pe valea Cernei în amunte de confluenţa acesteia cu valea Balmezului.

Pe Slăveiu, aceste depozite stau peste şisturile cristaline ale seriei de Drăgşan şi suportă o stivă de depozite jurasice. Din punct de vedere petrografic ele sînt constituite din şisturi argiloase cenuşii-negricioase, satinate şi filitoase, cu intercalaţii subordonate de calcare cenuşii microcristaline, în care granulele de calcit au dimensiuni submilimetrice. În cadrul acestora, elementele detritice sînt sporadice şi sînt reprezentate prin granule de cuarţ şi feldspaţi. Se remarcă, de asemenea, prezenţa în cantităţi variabile a sericitului şi cloritului.

Pe valea Cernei, sub calcarele mezozoice, pe o grosime de 1 m, apar filite negre gresoase grafitoase cu structură granoblastică. În secţiuni subţiri se observă o masă sericitoasă grafitoasă care cuprinde elemente detritice de cuarţ sub formă de granule rotunjite şi subrotunde, de dimensiuni pînă la 2 mm, cu numeroase incluziuni care dau cuarţului o culoare neagră caracteristică. Ca urmare a presiunilor suferite, în porţiunile unde granulele detritice sînt mai frecvente, au contururi dinţate şi sînt adesea fisurate. Petrografic sînt aproape identice cu filitele gresoase şi gresiile cuprinse în formaţiunea de Tulişa de pe Oslita (sud-est de Oslea).

Depozitele descrise din cele două puncte amintite nu ne-au oferit o succesiune mai completă. Vîrsta paleozoică, pe care le-o atribuim se bazează mai mult pe asemănarea cu rocile descrise de L. P a v e l e s c u (23) sub numele de formaţiune de Tulişa.

Aceste depozite au suferit un slab metamorfism de epizonă, probabil în faza hercinică.

Permianul. Peste şisturile clorito-sericitoase din Culmea Drăgşan se dispun discordant depozitele permiene. Acestea se întîlnesc la nord de Piule şi din valea Scorota pînă sub Stănuleţ, în valea Lăpuşnicului Mare. Atît cît apar la suprafaţă, de sub depozitele jurasice, însumează o grosime de circa 20—30 m.

Din punct de vedere litologic sînt alcătuite din conglomerate, gresii micacee şi argile gresoase şistoase. Au o culoare caracteristică depozitelor continentale. Spre bază ele devin verzui, uneori cu aspect pătat.

Printre elementele detritice din aceste roci, cel mai frecvent este cuarțul care ajunge pînă la 3—4 cm diametru în cazul conglomeratelor, elemente clorito-cuarțoase verzui provenite din fundamentul cristalin peste care s-a format, muscovit dispus mai ales pe planele de șistozitate, și sporadic feldspați plagioclazi.

Ca formă, aceste elemente variază de la rotunjite pînă la colțuroase. Granulele de cuarț sînt în special angulare; forma aceasta este cauzată adeseori de fenomenele de laminare la care au fost supuse în timpul solicitărilor tectonice. Pentru același motiv, granulele sînt frecvent fisurate.

Granulele de cuarț au extincție ondulatorie și deseori sînt corodate de către ciment. Cele de feldspați de asemenea sînt uneori corodate și sericitizate.

Cimentul conglomeratelor și gresiilor este format dintr-un țesut sericitos-argilos și sericitos-cloritos în porțiunile verzui, la care se asociază hematit presărat sub formă de granule fine sau pulbere amorfă.

F. J. Pettijohn (24) consideră că astfel de depozite reprezintă o molasă formată într-un mediu continental, cu o viteză de sedimentare mare și în condiții puternic oxidante.

P. D. Krynine (citat după (8)) descrie depozite asemănătoare pe care le consideră formate în regiuni piemontane sau în condițiile unor cîmpii aluvionare, într-un climat cald dar destul de umed, în care alternau perioadele uscate cu cele umede. Aceste condiții ar putea să favorizeze formarea de soluri roșii care constituie sursa pigmentului din astfel de depozite.

În ceea ce privește originea hematitului, W. C. Krumbein și L. L. Sloss (8) consideră că formarea acestuia se datorește deshidratării limonitului în timpul sedimentării și după sedimentare.

D. N. Jr. Miller și R. L. Folk (15) sînt de părere că hematitul este legat de conținutul în magnetit și ilmenit al rocilor eruptive și metamorfice și că acest fenomen se petrece după sedimentarea depozitelor în care se întîlnește.

C. O. Dunbar și J. Rodgers (4) arată că în prezent hematitul se formează în soluri reziduale roșii, pe suprafețe întinse, în Asia, Africa, America de Sud, America Centrală etc. fără să se cunoască suficient condițiile fizico-chimice de formare a lui. În legătură cu acest fapt, autorii sînt de părere că hematitul din depozitele roșii ar fi transportat mecanic sub forma de granule fine, împreună cu materia argiloasă din solurile roșii formate în perioadele uscate.

În cazul nostru, caracterele depozitelor permiene descrise arată condiții continentale de formare. Prezența oxizilor ferici sub formă de hematit diseminat ca granule fine denotă condiții puternic oxidante de formare într-un climat cald cu perioade umede. Ele reprezintă depozite postorogenice, de molasă, acumulate datorită dezvoltării ariilor continentale, ca urmare a orogenezei hercinice.

În mișcările orogenice care au urmat formării lor, acestea au fost laminate, fapt care le-a imprimat un caracter șistos.

CICLUL JURASIC – CRETACIC INFERIOR

Lias-doggerul. După o perioadă lungă de exondare mişcările kimmerice vechi au provocat, în timpul liasicului, instalarea unei mări cu ape puţin adînci o dată cu care a început un nou ciclu de sedimentare care a durat pînă spre sfîrşitul cretacicului inferior. Depozitele formate la începutul acestui ciclu se întîlnesc bine dezvoltate pe Culmea Slăveiului şi pe malul drept al văii Lăpuşnicului Mare. Mai apar sub forma unei benzi, de o grosime variabilă pînă la 25 m, care stă constant la baza calcarelor jurasice, începînd de la nord de Piule pînă în lunca Berhina, unde au grosimea cea mai mare. Peste tot unde apar au o poziţie discordantă faţă de formaţiunile mai vechi.

Din punct de vedere litologic sînt constituite din gresii arcoziene care variază pînă la gresii arcoziene microconglomeratice, gresii calcaroase, calcare gresoase şi calcare cenuşii-negricioase.

Gresiile arcoziene au un aspect masiv sau sînt dispuse în bancuri groase de peste 1 m care alternează cu altele mai subţiri. Au o culoare cenuşie-albicioasă şi, mai rar, cenuşie-închis (valea Judele). Sînt foarte dure şi adesea diaclazate.

Din secţiunile subţiri analizate reiese că cea mai mare parte a acestor roci sînt arcoze în care conţinutul de cuarţ variază între 50 şi 75% (fig. 1).

În constituţia acestora intră granule de cuarţ, uneori cu marginile dinţate şi frecvent cu contururi de coroziune, şi granule de feldspaţi, între care cei potasici (microclin) predomină asupra celor plagioclazi, ajungînd pînă la participarea exclusivă a celor potasici. Sporadic se întîlneşte şi muscovit. Predomină granulele de dimensiuni în jur de 0,5 mm. În ceea ce priveşte forma, aceasta variază de la angulară pînă la subrotunjită. Destul de frecvent se întîlnesc feldspaţi antigeni de supracreştere.

Cimentul arcozelor are caractere de atingere şi poros cînd este format din carbonat de calciu şi sericit şi mai rar de umplere cînd este format din substanţe organice. La acesta se mai adaugă şi material microdetritic cuarţos. Analizat în cîteva secţiuni subţiri, cimentul constituie pînă la 13% din masa rocilor.

La partea inferioară a lias-doggerului din valea Judele se întîlnesc intercalaţii de gresii arcoziene care au un ciment bazal calcaros sau de atingere la care se asociază materie organică cu rare cristale de pirită, dîndu-le o nuanţă închisă, precum şi gresii slab argiloase cenuşii cu concreţiuni limonitice mici. Pe Culmea Slăveiului, accidental, se găsesc gresii arcoziene cu impregnaţii de hematit.

Gresiile arcoziene au intercalaţii de tipul subarcozelor şi gresiilor feldspatice, care se deosebesc numai prin conţinutul ridicat de cuarţ, sau de gresii arcoziene microconglomeratice, asemănătoare cu primele, variind doar dimensiunile granulelor.

Arcozele sînt răspîndite mai ales în zona de apariţie la suprafaţă a rocilor granitice şi granodioritice. Materialul detritic feldspatic din gresiile arcoziene rezultă în cea mai mare parte din dezagregarea masivului granodioritic al Retezatului, iar o parte provine şi din şisturile cristа-

line. Acest lucru este ilustrat de faptul că gresiile care stau peste şisturi cristaline (Culmea Drăgşan) au un conţinut mai scăzut de feldspaţi.

Caracterele litologice şi grosimea variabilă ne fac să credem că aceste roci rezultă din cimentarea unor arene formate în perioada de exondare preliasică într-o zonă litorală şi litoral neritică, precum şi din materialul detritic adus de pe continent sau provenit din acţiunea abrazivă a mării.

Intercalaţiile de subarcoze şi gresii feldspatice, precum şi a microconglomeratelor, indică o ritmicitate a sedimentării legată atît de mişcările fundului marin, cît şi de condiţiile climatice care au favorizat, într-o măsură mai mare sau mai mică, dezagregarea rocilor eruptive şi metamorfice.

Gresiile calcaroase şi calcarele gresoase s-au format eventual în legătură cu o schimbare a chimismului apelor marine şi cu o adîncire a zonei în care a avut loc sedimentarea. Ele se întîlnesc dispuse sub forma de bancuri aproape constant la baza calcarelor jurasice. Grosimea lor variază de la mai puţin de 1 m pînă la 3—4 m.

Gresiile calcaroase au o culoare cenuşie-gălbuie şi sînt constituite din cuarţ, pe alocuri cu contururi dinţate şi corodate, granule de feldspaţi potasici, frecvent de tipul microclinului, în majoritatea cazurilor alterate, şi foarte rar foiţe de muscovit.

Dimensiunile granulelor ajung pînă la 1,5 mm şi numai sporadic ating 5 mm diametru. În general se observă o sortare mai bună a materialului detritic faţă de gresiile arcoziene.

Toate aceste elemente sînt cuprinse într-un ciment de carbonat de calciu criptocristalin, rar microcristalin, cu caracter bazal ($D < 0{,}4$ mm).

Calcarele gresoase se deosebesc doar prin conţinutul mai redus de elemente detritice şi sînt străbătute uneori de diaclaze pe care s-a depus cuarţ de neoformaţie şi calcit.

La nord de Piule, la nivelul gresiilor calcaroase şi al calcarelor gresoase, se întîlnesc şi dolomite slab calcaroase (fig. 2).

Calcarele cenuşii sau negricioase, şistoase sau în plăci care se dispun concordant peste depozitele descrise sînt criptocristaline sau fin recristalizate, slab bituminoase, cu rare elemente spatice întîlnite numai la baza lor. Probabil că aceste calcare cu elemente spatice aparţin doggerului, ca şi în zona Cerna (1).

La limita dintre calcarele gresoase şi calcarele cenuşii sau negricioase, între Piule şi Stănuleţ, se întîlnesc din loc în loc brecii calcaroase, de grosimi pînă la 3 m, în care elementele sînt formate din calcarele amintite. Acolo unde succesiunea depozitelor descrise este bine deschisă, breciile lipsesc, fapt care ne face să credem că acestea n-ar fi decît un grohotiş acumulat la baza calcarelor şi cimentat.

Malmul. Peste succesiunea de depozite descrisă se dispun, în continuitate de sedimentare, calcarele jurasicului superior. Acestea formează un puternic masiv începînd din Culmea Pleşa (est de muntele Piule), pînă la Stănuleţ, unde se afundă sub formaţiuni mai noi. Se mai întîlnesc în Oslea şi sub forma unor petice reduse pe versantul sudic al Culmei Slăveiul, Culmei Zlata şi la Poiana Rotunda.

Fig. 1. — Arcoze. Valea Judele (N+ ; 25×).

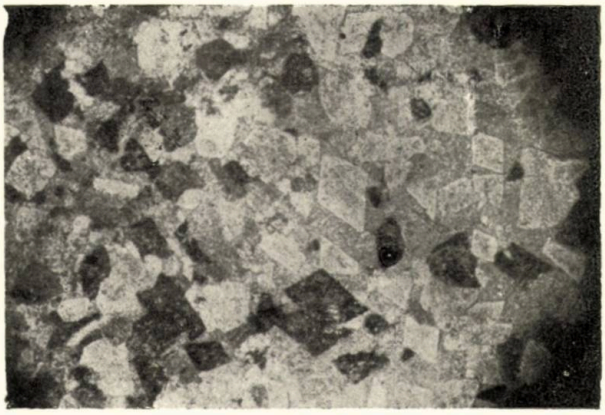


Fig. 2. — Dolomit slab calcaros. Versantul nordic al muntelui Piule (N+ ; 25 ×).

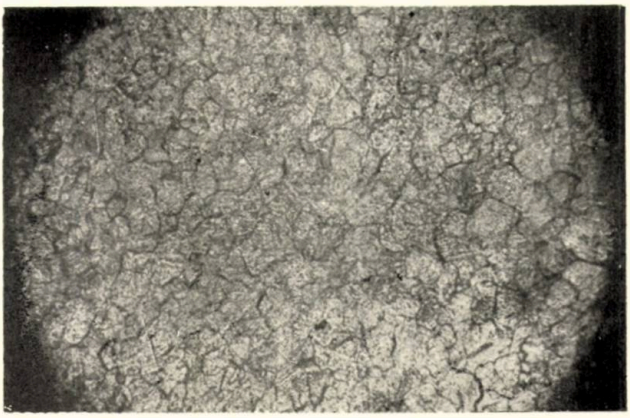


Fig. 3. — Calcare microcristaline. Albele (N// ; 65 ×).

Grosimea aparentă a acestor calcare depăşeşte 1 000 m. În general, din punct de vedere litologic, sînt monotone. Ele se dispun în plăci sau strate subţiri şi frecvent sînt şistoase. De-a lungul planelor de şistozitate se observă deseori zgîrieturi. Şistozitatea calcarelor se datoreşte într-o mare măsură presiunilor tectonice la care au fost supuse în orogeneza alpină. Peste tot sînt diaclazate şi uneori în asemenea grad, încît se recunoaşte greu stratificaţia sau şistozitatea iniţială.

O încercare de separare în cadrul acestora s-a putut face numai pe baza caracterelor litologice.

Pe o grosime aparentă de 1 000 m, începînd de la bază, se întîlnesc calcare cenuşii-închis, slab bituminoase, care, la partea superioară, trec la calcare de culoare cenuşie-deschis sau albe. În secţiuni subţiri se observă în general calcare criptocristaline şi mai rar microcristaline. Calcarele de culoare cenuşie-deschis formează o zonă care se continuă de pe versantul sudic al muntelui Piule pînă la Stănuleţ. La sud de Piatra Iorgovanului, pe alocuri au aspect zaharoid. Calcarele fine recristalizate se întîlnesc mai frecvent spre bază (fig. 3).

Monotonia calcarelor descrise este întreruptă numai de un banc de conglomerate (0,40 m grosime) cu elemente rotunjite de calcare cenuşii ($D < 3$ cm), cimentate într-o masă calcaroasă mai deschisă la culoare.

La partea superioară urmează concordant un pachet, gros de aproximativ 200 m, de calcare cenuşii diaclazate, cu o şistozitate mai pronunţată, care prezintă treceri gradate atît la calcarele din bază, cît şi la cele de deasupra lor (fig. 4). Acestea încep din valea Jiului Românesc, de la Cîmpu Mielului şi se continuă sub forma unei fîşii de direcţie aproximativ E—V pînă la valea Soarbele. Se pare că aceste calcare formează o zonă de trecere de la calcarele jurasice la cele ale cretacicului inferior, fără să putem însă preciza dacă aparţin malmului sau cretacicului inferior.

În cadrul calcarelor jurasicului superior ca şi în cele ale cretacicului inferior se întîlnesc uneori calcare cu aspect brecios (la sud de Albele, Jara Ascuţită).

În ceea ce priveşte vîrsta calcarelor descrise, singurul element paleontologic este forma de *Nerinea* sp. găsită de Fr. Nopcsa (21) sub Stănuleţ, pe baza căreia le-a atribuit jurasicului superior.

După caracterele litologice, aceste calcare s-au format în condiţiile unei mări cu ape în continuă adîncire, constituind un mediu slab reducător, în care s-a sedimentat un mîl calcaros. Aportul materialului detritic de pe continent nu s-a făcut simţit. Grosimea mare a calcarelor şi omogenitatea lor denotă o subsidenţă accentuată.

Cretacicul inferior. De la calcarele cu o şistozitate pronunţată se trece gradat la calcare ceva mai puţin şistoase, apoi la calcare organice dispuse în bancuri de diferite grosimi peste care urmează calcare recifale masive formate în facies urgonian.

Calcarele şistoase, cu care admitem că ar începe depozitele cretacic inferioare, sînt asemănătoare celor din jurasicul superior. În secţiuni subţiri ele sînt criptocristaline şi mai rar fin recristalizate ($D < 0{,}3$ mm), de culoare cenuşie sau albicioasă, cu diaclaze care variază de la dimensiuni submilimetrice pînă la 3—4 cm, pe care se dezvoltă cristale de calcit ($D < 1$ mm).

Acestea trec gradat la calcare organogene în majoritatea cazurilor cenuşii sau albicioase în care am întîlnit frecvente urme de pachiodonte nedetaşabile, între care predomină cele mărunte. În aceleaşi calcare, pe versantul drept al văii Soarbele am întîlnit forma de *Chaetetopsis* sp.

În secţiuni subţiri, calcarele organogene au o uşoară structură pseudo-oolitică şi conţin testuri de foraminifere nedeterminabile. În locul fostelor cochilii nu se mai văd contururi vagi, fin recristalizate sau mai închise la culoare.

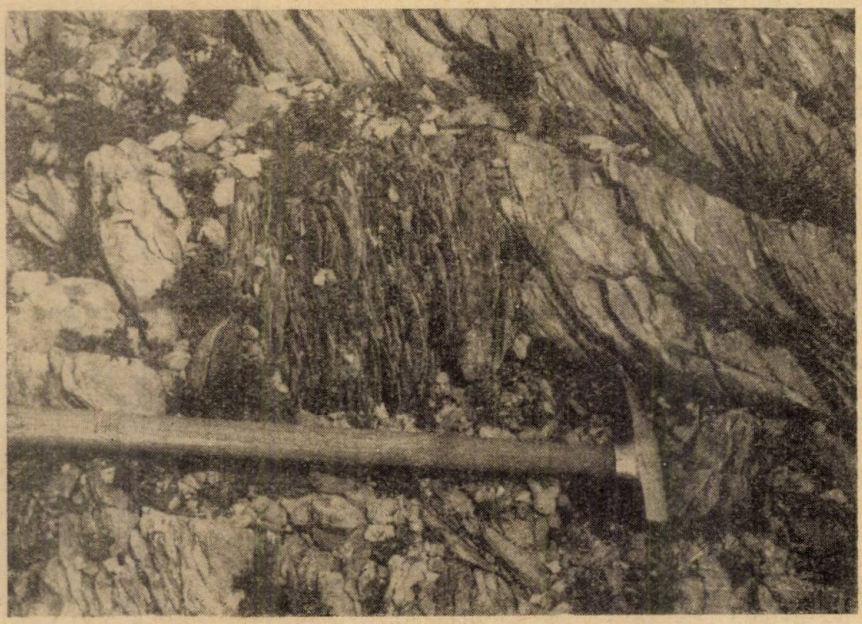


Fig. 4. — Calcare cu şistozitate pronunţată. Sud de Albele.

La partea superioară se trece treptat la calcare albe-cenuşii, masive, recifale, formate în facies urgonian. La nord de Ciuceava-Mare şi la Lacul Raţei am întîlnit urme de pachiodonte alături de care, în secţiuni subţiri, se observă şi foraminifere de tipul miliolidelor.

Analiza chimică a unei probe din aceste calcare arată că ele se încadrează în categoria calcarelor pure. Aceste calcare se întîlnesc începînd din amunte de Cîmpul Mielului, formează Ciuceava-Mare şi Ciuceava-Mică, după care, spre sud-vest se continuă sub forma unei fîşii drepte pe valea Cernei pînă în malul drept al văii Cărbunelui. În această parte, vîrsta calcarelor este discutabilă, ele fiind atribuite cretacicului inferior numai pe baza aspectului lor masiv. La sud, sînt limitate de falia Cernei şi Jiului Romînesc de-a lungul căreia vin în contact tectonic cu fundamentul cristalin.

Pe valea Cernei, în afara perimetrului cartat, calcarele păstrează acelaşi aspect masiv şi mai apar din loc în loc de la valea Ivanului pînă la cheile Corcoaia, iar din avale de Cerna-Sat formează o fîşie continuă

care se dezvoltă din ce în ce mai mult pe versantul stîng. Falia Cernei şi Jiului Romînesc este evidentă mai ales la cheile Corcoaia şi la sud-vest de Cerna-Sat.

În ceea ce priveşte vîrsta acestor din urmă calcare nu posedăm nici un argument paleontologic în sprijinul ei. Ele se aseamănă, pe de o parte, cu calcarele masive pe care le atribuim cretacicului inferior iar, pe de altă parte, cu cele jurasice, cunoscut fiind faptul că atît pe valea Cernei (la Băile-Herculane), cît şi în Platoul Mehedinţi, calcarele atribuite jurasicului superior sînt masive (1). De aceea credem că o mare parte din aceste calcare aparţin jurasicului superior. Recent D. Mercus (13) a semnalat în regiunea Nadanova prezenţa urgonianului, aşa încît n-ar fi exclus ca partea superioară a calcarelor de pe valea Cernei, acolo unde sînt mai dezvoltate, să aparţină cretacicului inferior.

Pe valea Cernişoara şi pe valea Gîrdomanului, la limita pînzei, se întîlnesc cîteva blocuri de calcare cenuşii cu concreţiuni silicioase şi calcare gresoase printre ale căror elemente se întîlnesc şi granule rotunjite de calcare care le dau un aspect pseudo-oolitic. Astfel de calcare nu am întîlnit nicăieri în regiunea la care ne referim şi pentru acest motiv le considerăm antrenate de pînza getică de undeva dinspre vest.

Peste tot presiunile tectonice şi-au lăsat amprenta prin numeroase suprafeţe zgîriate.

Trecerea de la calcarele şistoase sau în plăci la cele organogene şi apoi la calcarele recifale masive sugerează o modificare a condiţiilor de sedimentare. Ridicarea fundului mării a determinat trecerea de la sedimentarea pelitică la instalarea unui facies organogen şi apoi recifal în condiţiile unor ape relativ constant oxigenate, în care aportul de material detritic de pe ariile continentale a fost aproape inexistent. Diageneza care a urmat depunerii sedimentelor calcaroase a şters în majoritatea cazurilor structurile primare organogene şi pseudo-oolitice. Calcarele recifale în facies urgonian încheie al doilea ciclu de sedimentare. Mişcările cu caracter pozitiv au continuat pînă la exondarea totală a regiunii cînd s-a schiţat şi o structură a formaţiunilor paleozoice şi mezozoice.

CICLUL CRETACIC SUPERIOR

Cretacicul superior. După o perioadă de exondare în care gliptogeneza a fost accentuată, mişcările diastrofice mezocretacice au provocat o nouă afundare. Regiunea a fost invadată de apele unei mări în care condiţiile predominante, la început, au fost cele reducătoare.

Depozitele cretacicului superior se dispun transgresiv peste formaţiunile mai vechi, ajungînd să stea şi peste granodioritele Masivului Retezat (Culmea Slăveiului).

În cuprinsul acestor depozite se disting două complexe : un complex inferior marno-argilos şistos, gresos şi marno-calcaros, de culoare negricioasă şi un complex cenuşiu-verzui, predominant gresos şi conglomeratic la partea superioară.

Complexul inferior. Rocile care aparţin acestui complex se întîlnesc aproape constant sub pînza getică începînd din valea Lăpuş-

nicului Mare pînă la valea Cernei. Ele se mai întîlnesc sub forma unor mici fîşii, cu totul reduse, care apar din loc în loc de sub cristalinul getic începînd de la cheile Corcoaia în avale, şi sub forma unor mici sinclinale prinse în structura calcarelor cretacic inferioare la vest de Cîmpuşel. Depozitele complexului inferior încep în bază cu gresii microconglomeratice şi conglomerate printre ale căror elemente predomină cuarţul, trecînd apoi repede la marne argiloase, uneori micacee, satinate (valea Soarbele şi valea Paltinei). Pe Culmea Slăveiului încep cu gresii arcoziene dar care se deosebesc de cele ale lias-doggerului prin gradul destul de avansat de alterare a feldspaţilor.

Majoritatea rocilor sînt formate dintr-o alternanţă de marne argiloase şi marno-calcare, uneori gresoase, cenuşii sau negre, satinate, cîteodată cu aspect nodulos, cu diaclaze umplute cu calcit şi sporadic cu cuarţ şi intercalaţii subordonate de gresii. În cadrul acestora, elementele detritice participă în diferite proporţii, ceea ce determină diferiţi termeni de tranziţie între marno-calcare, marne slab gresoase şi gresii. În acest complex se mai pot observa intercalaţii de calcare cenuşii gresoase sau pure, dar subordonate ca frecvenţă.

În general aceste depozite se aseamănă cu stratele de Nadanova descrise de Al. Codarcea (1) în Platoul Mehedinţi, de V. C. Papiu şi A. Kizyk (22) la Băile-Herculane şi de D. Mercus (14) pe valea Nadanovei.

Granulele detritice sînt formate aproape întotdeauna din cuarţ cu diametrul sub 0,3 mm.

În constituţia acestor roci participă şi substanţa organică, probabil monosulfură feroasă (hidrotroilit) care le dă o culoare cenuşie-închis pînă la neagră, cînd conţin şi cristale de pirită.

La vest de Lacul Raţei am întîlnit mai multe exemplare incomplete de belemniţi printre care am recunoscut forma *Parahibolites* cf. *tourtiae* (Weigner)ce indică vîrsta vracono-cenomaniană a nivelului în care s-a găsit fauna. Cum însă deasupra acestui nivel cu belemniţi se mai află depozite argilo-marnoase, vîrsta acestora din urmă poate fi mai nouă.

În ceea ce priveşte vîrsta, acest complex corespunde stratelor de Nadanova, considerate de Al. Codarcea şi D. Mercus (2) ca aparţinînd albianului şi cenomanianului.

Complexul superior. Peste complexul inferior se aşază rocile unui complex superior care sînt răspîndite la Dosu Borăscu Mare, Dosu Borăscu Mic, pe valea Paltinei, pe valea Măneasa şi probabil pe valea Cărbunelui.

La bază se observă o alternanţă de argile cloritoase, şistoase, verzui cu calcare slab marnoase criptocristaline, în plăci. Uneori aceste alternanţe sînt de dimensiuni milimetrice. La Dosu Borăscu Mare, în cuprinsul acestora, pe alocuri, predomină calcare care formează nivele cu intercalaţii subordonate de argile. Se trece apoi treptat la gresii cenuşii-verzui dispuse în bancuri de diferite grosimi, cu intercalaţii de argile cloritoase.

Gresiile sînt constituite din elemente detritice de cuarţ, rotunjite pînă la colţuroase. Subordonat se observă elemente de feldspaţi plagioclazi şi potasici, precum şi muscovit. Cimentul este argilo-cloritos; în

numeroase cazuri se observă un ciment calcaros. Spre partea superioară apar gresii microconglomeratice şi conglomerate laminate.

Conglomeratele formează bancuri groase de peste 4 m (valea Paltinei). Aproape constant la partea superioară a acestui complex predo-

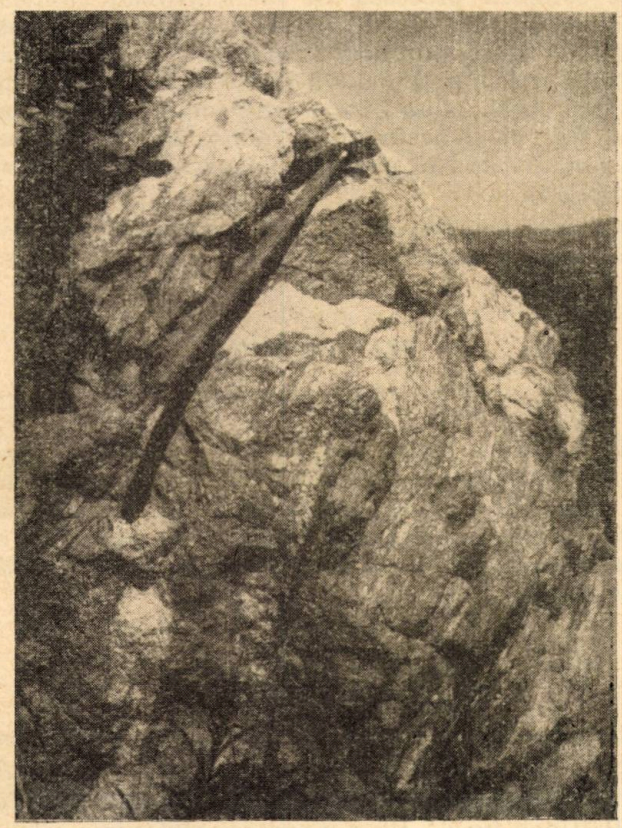


Fig. 5. — Conglomerate laminate pe versantul stîng al văii Paltina.

mină conglomerate formate în majoritate din elemente mari de granodiorite şi granite, la care se adaugă elemente de amfibolite, micaşisturi şi cuarţite prinse într-o matriţe argilo-gresoasă. Elementele de micaşisturi cuarţoase devin din ce în ce mai frecvente spre partea superioară, iar matricea din ce în ce mai micacee.

Pe versantul stîng al văii Paltina se întîlnesc conglomerate în care majoritatea elementelor este formată din granite şi granodiorite albe; pe anumite porţiuni caracterul conglomeratic se deduce numai din orientarea diferită a elementelor melanocrate din varietăţile de roci granitoide gnaisice. În cadrul acestora se intercalează bancuri groase în care elementele de amfibolite şi de micaşisturi participă într-un procent mai mare (fig. 5).

Tot pe valea Paltinei, aproape de planul de șariaj al pînzei getice, se întîlnesc alternanțe de bancuri de peste 1 m grosime de conglomerate formate din elemente de roci granitoide cu altele în care predomină micașisturi și care se pot ușor confunda cu cristalinul getic.

În acest complex procesele de laminare sînt evidente peste tot.

Prezența elementelor de micașisturi și gnaise de tip getic, precum și a celor de granodiorite și amfibolite comune autohtonului la partea superioară a acestor conglomerate denotă că ele s-ar fi format într-o fază anterioară șariajului getic. Lipsa de date suficiente la Dosu Borăscu Mare și Dosu Borăscu Mic, ca și faptul că ne aflăm într-o zonă cu o tectonică complicată, fac ca, în această parte, problema complexului superior să rămînă încă deschisă.

În linii cu totul generale succesiunea depozitelor din această regiune se apropie de aceea descrisă de Al. Codarcea (1) în zona Cerna.

PÎNZA GETICĂ

ȘISTURILE CRISTALINE

Cele mai răspîndite tipuri de roci din cuprinsul cristalinului getic, cunoscut și sub numele de cristalin de Lotru, sînt micașisturile și paragnaisele micacee, uneori cu treceri gradate între ele, șisturile muscovito-biotitice, micașisturile cu granați, gnaisele de injecție, cuarțitele etc. În partea de nord a Masivului Godeanu șisturile cristaline au fost studiate amănunțit de N. Gherasi (6).

DEPOZITELE SEDIMENTARE

Permianul: Depozitele permiene care aparțin pînzei getice, descrise sumar și de N. Gherasi (6), stau discordant peste cristalinul getic și sînt bine dezvoltate pe versantul drept al văii Soarbele și pe Fețele Mănesei pînă în vîrful Paltinei (fig. 6). Ele iau parte la alcătuirea solzilor din partea frontală a peticului sau sînt prinse sub planul principal de încălecare al pînzei getice, cum sînt pe Dosu Borăscu Mare și Dosu Borăscu Mic, la sud de Fețele Mănesei și pe valea Cernișoara.

Grosimea depozitelor variază foarte mult datorită laminării, precum și eroziunii la care au fost supuse după formarea lor.

Litologic, sînt formate dintr-o alternanță de conglomerate, gresii micacee și argile șistoase slab gresoase, violacee.

Conglomeratele sînt constituite din elemente de cuarț de dimensiuni variabile ($D < 5$ cm), rotunjite pînă la colțuroase, elemente clorito-cuarțoase verzui, muscovit și sporadic feldspați plagioclazi.

Toate acestea sînt cuprinse într-o matrice argiloasă și sericitoasă în care este diseminat hematit sub forma unor granule fine sau de pulbere

amorfă, care le dă o culoare violacee caracteristică. Elementele de cuarț și de feldspați sînt adesea fisurate și au frecvent o structură îndințată. Uneori se observă pătrunderi de hematit pe fisuri. În general elementele acestor depozite au un grad slab de sortare.

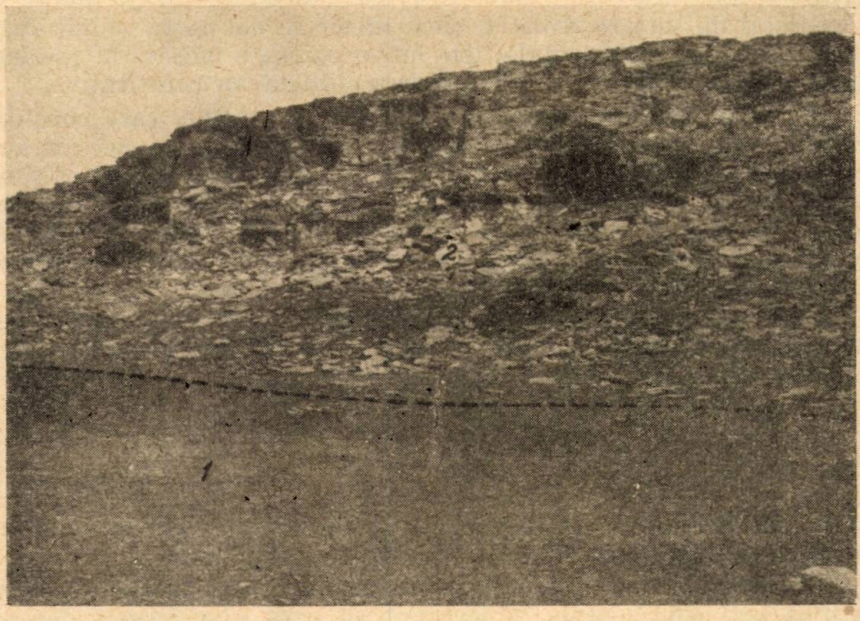


Fig. 6. — Depozite permiene la vest de vîrful Paltina. *1*, Cristalin getic; *2*, gresii și conglomerate violacee permiene.

Gresiile sînt de asemenea formate din granule de cuarț care alcătuiesc pînă la 90% din masa rocilor și au aceleași caractere ca și acelea ale conglomeratelor (fig. 7).

Fig. 7. — Gresie violacee permiană. Vîrful Paltina (N+; 25 ×).

Argilele șistoase, fin gresoase, se întîlnesc de obicei ca intercalații sau sub formă de lentile. În cel din urmă caz sericitul este cantitativ mai redus.

Depozitele permiene sînt în general laminate datorită presiunilor suferite.

Gradul de sortare redus al elementelor se datorește condițiilor inițiale de depunere continentală, dar într-o oarecare măsură și presiunilor suferite ulterior, care au dus la zdrobirea elementelor constitutive.

Din cele descrise rezultă că depozitele permiene, care constituiau cuvertura pînzei getice, se aseamănă pînă la identitate cu cele ale autohtonului, deși s-au format în domenii diferite. Acest lucru denotă că și unele și altele au aceeași origine continentală și s-au format în condiții asemănătoare. Singura deosebire constă în faptul că muscovitul este mai abundent în permianul pînzei, deoarece rocile fundamentului său conțineau în mai mare cantitate acest mineral.

Cuaternarul. Depozitele cuaternare sînt reprezentate prin morene și depozite fluvio-glaciare, prin aluviuni vechi (terase) grohotișuri fixate și mobile, alunecări de teren și aluviuni recente.

TECTONICA

În linii generale, șariajul getic și mișcările ulterioare au determinat principalele caractere structurale pe care le întîlnim astăzi.

Spre sfîrșitul paleozoicului, ca urmare a orogenezei hercinice, s-au constituit arii continentale în legătură cu care s-au format depozitele permiene.

După o perioadă lungă de exondare în timpul liasicului, mișcările kimmerice au determinat instalarea unei mări cu caracter epicontinental în care s-au format gresii arcoziene. Ulterior această mare s-a adîncit progresiv, favorizînd depunerea unor sedimente pelitice, de grosimi apreciabile, în condițiile unei subsidențe accentuate.

La începutul neocomianului, ridicarea fundului mării a determinat instalarea unor faciesuri organogene, recifale, cum sînt cele ale urgonianului. Diastrofismul mezocretacic a dus la exondarea totală a regiunii, probabil pentru o perioadă relativ scurtă, în care însă gliptogeneza a fost accentuată. În această fază s-a schițat și un prim aranjament tectonic al depozitelor mezozoice, care, în partea estică a regiunii, pare a avea direcția vest-est.

Mișcările mezocretacice au determinat apoi reinstalarea unei mări, relativ adînci, o dată cu care a început un nou ciclu de sedimentare (în timpul creatacicului superior).

Orogeneza de la sfîrșitul cretacicului a provocat în regiunea cercetată șariajul șisturilor cristaline peste depozitele cretacic superioare. Concomitent cu această deplasare s-a produs și cutarea depozitelor pe care le atribuim cretacicului superior. Acestea au constituit în regiunea respectivă substratul imediat peste care a avut loc șariajul șisturilor cristaline.

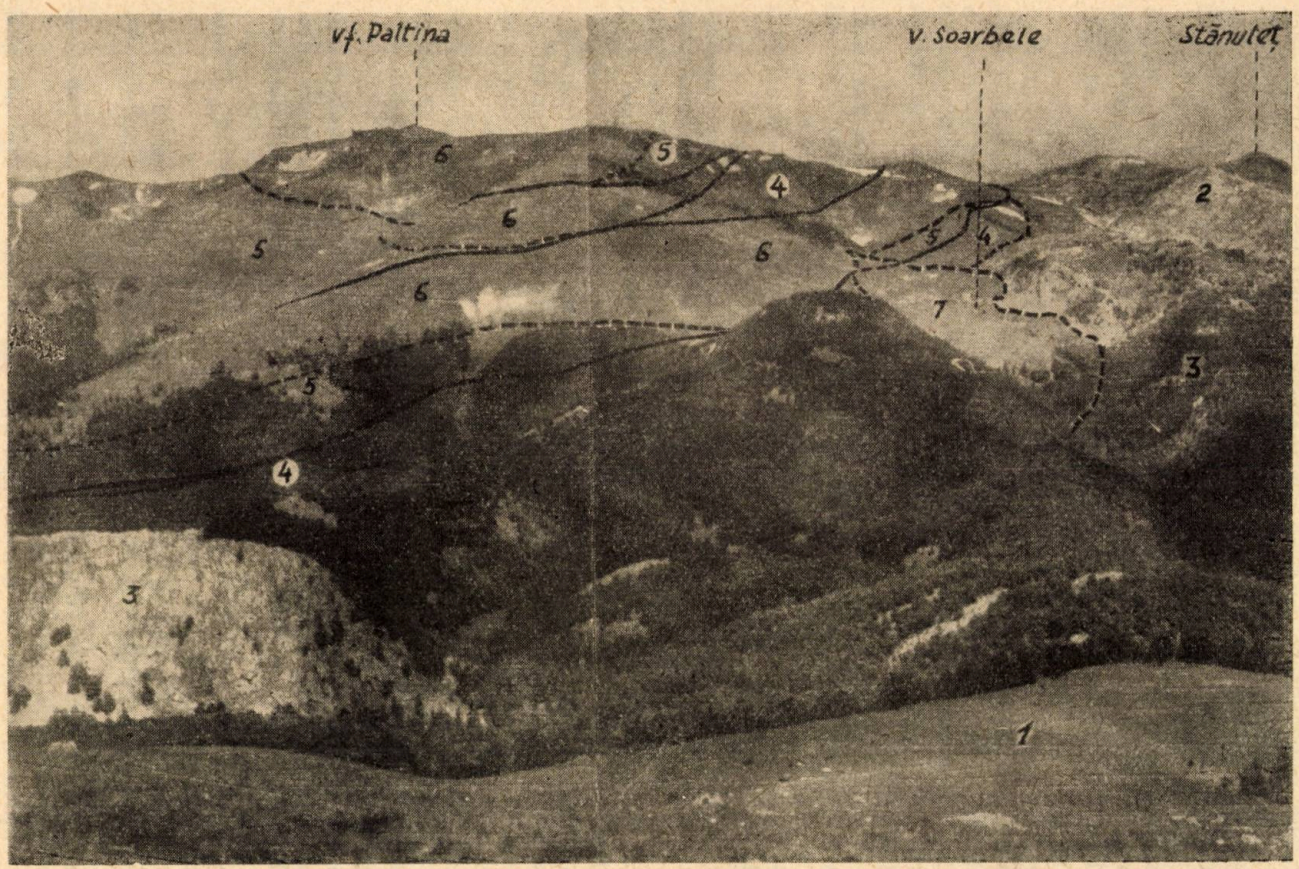


Fig. 8. — Zona tectonică din sectorul văii Soarbele. *1*, Cristalin autohton ; *2*, calcare jurasic superioare ; *3*, calcare cretacic inferioare ; *4*, depozite cretacic superioare ; *5*, cristalin getic ; *6*, permianul pînzei getice ; *7*, morene și depozite fluvio-glaciare.

Presiunile mari din timpul șariajului au determinat procese de laminare a depozitelor sedimentare descrise. Pe planele de șistozitate ale calcarelor jurasice și cretacice se recunosc frecvent urme de zgîriere. Însăși șistozitatea acestora credem că se datorește acelorași cauze. În apropierea planului de șariaj se întîlnesc deseori milionite atît în rocile cristaline, cît și în cele sedimentare.

Examinarea depozitelor permiene care constituie cuvertura pînzei ne-a permis să deslușim structura din zona de la vest de valea Soarbele (fig. 8, 9 și 10). În această zonă am distins duplicaturi formate din cristalinul pînzei și din conglomerate și gresii violacee permiene.

Prezența acestor duplicaturi ne sugerează ideea că, cel puțin în această parte, pînza n-a înaintat sub o formă unitară, ci s-a fragmentat în cîțiva solzi suprapuși. S-ar putea ca și în cazul ivirilor de depozite permiene, sub planul principal de șariaj să avem de-a face, măcar pentru o parte din ele, cu solzi asemănători, dar care au fost apoi depășiți de înaintarea masei principale.

O dată cu sfîrșitul cretacicului s-a încheiat o etapă importantă în evoluția geologică a regiunii. Mișcările ulterioare au complicat edificiul structural aducîndu-l în condiții pe care le constatăm astăzi.

Astfel, examinînd regiunea de la nord-vest spre sud-est distingem mai multe elemente tectonice care se grefează pe edificiul inițial.

În partea de nord-vest a regiunii, masivul eruptiv al Retezatului reprezintă o culminație pe marginea căreia se dezvoltă șisturi cristaline care, în zona văii Lăpușnicului Mare, formează un sinclinal orientat spre nord-est. În această parte toate depozitele mezozoice au înclinări spre sud, intrînd sub cristalinul pînzei getice.

În bazinul văii Galbina se constată o coborîre cu cîteva sute de metri a cotei planului de încălecare al pînzei getice față de poziția lui pe Dosu Borăscu Mic și de la Paltina. Această coborîre axială se continuă spre NE în valea Lăpușnicului Mare.

Apoi, între Piule și Stănuleț, urmează un puternic masiv calcaros de vîrstă jurasic superioară care formează un monoclinal cu înclinări în medie de 40° spre sud. La vest de Albele și pe valea Scorota monoclinalul comportă și cîteva ondulații.

Pe valea Jiului Romînesc și în zona Lacului Rațel, calcarele cretacic inferioare formează de asemenea ușoare ondulații și chiar un mic anticlinal, de la care înclinările sînt spre nord-vest, întregul pachet de depozite sedimentare intrînd sub pînză.

Pe versantul de nord al Oslei, cristalinul este, în general, dispus sub forma unui monoclinal cu înclinări de 30—40° spre sud-est.

Pe versantul stîng al văii Judele se remarcă o falie de-a lungul căreia depozitele lias-doggerului vin în contact anormal cu granodioritele din Culmea Slăveiului.

La vest de Stănuleț depozitele cretacicului superior iau contact cu terenurile jurasice de-a lungul unei linii de falii.

În cuprinsul calcarelor am întîlnit mai multe falii de amploare mai mică dintre care unele le-am recunoscut cu ajutorul aerofotogramelor.

În general calcarele sînt străbătute de două direcţii principale de diaclaze orientate diagonal faţă de falia Cernei şi Jiului Romînesc.

În partea de sud, calcarele jurasice şi cretacice sînt tăiate de falia Cernei şi Jiului Romînesc şi aduse în contact cu cristalinul Masivului Oslea.

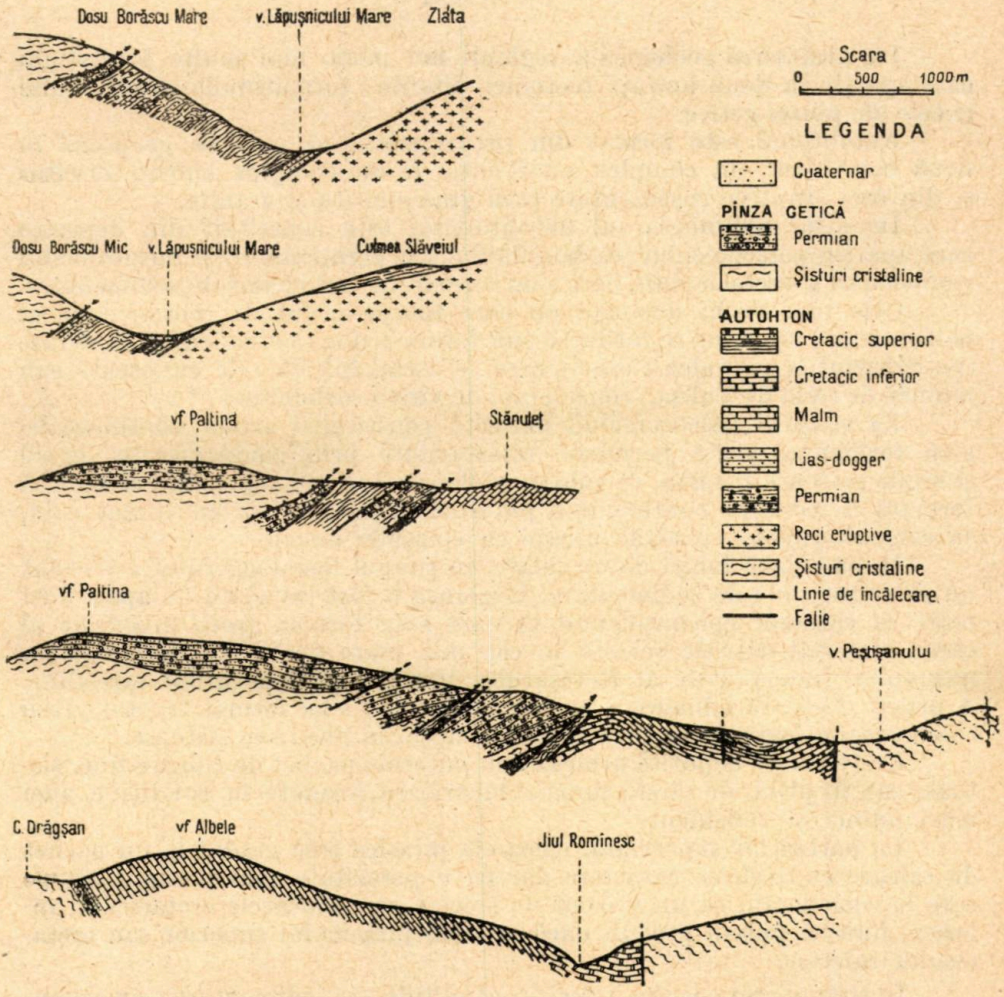


Fig. 10. — Secţiuni geologice.

Această falie se poate urmări începînd din valea Buta la est de regiunea cercetată, de unde se continuă de-a lungul Jiului Romînesc şi al Cernei. La Ciuceava-Mare între cristalin şi calcarele cretacice se interpune o pană de calcare jurasice prinsă între falia Cernei şi o altă falie secundară. Falia Cernei şi Jiului Romînesc este deosebit de evidentă pe aerofotograme.

În ceea ce privește vîrsta acestei mari falii aceasta nu este exclus să se fi schițat în cretacicul superior sau chiar mai înainte. În timpul mișcărilor ulterioare se pare că ea s-a manifestat mai puternic.

CONCLUZII

La alcătuirea geologică a regiunii iau parte mai multe formațiuni care aparțin la două unități tectonice diferite: formațiunile autohtonului și cele ale pînzei getice.

Autohtonul este format din șisturi cristaline care se grupează în două complexe: un complex amfibolitic și un complex clorito-sericitos și din roci eruptive reprezentate prin granodiorite și granite.

Învelișul sedimentar al autohtonului este constituit din depozite care aparțin paleozoicului (carboniferului? și permianului) și mezozoicului (jurasicului și cretacicului), care s-au format în trei cicluri de sedimentare.

Cele mai vechi depozite cu care începe ciclul de sedimentare al paleozoicului superior se întîlnesc sub formă a două petice cu totul reduse (pe Slăveiul și pe valea Cernei), care se aseamănă cu cele cunoscute sub numele de seria de Tulișa, considerate de vîrstă carboniferă (?).

La sfîrșitul paleozoicului, datorită constituirii ariilor continentale, s-au format depozite permiene reprezentate prin conglomerate, gresii și argile gresoase șistoase, de culoare violacee. Acestea reprezintă o molasă formată în condiții continentale puternic oxidante, într-un climat cald, în care alternează epizoade uscate cu epizoade umede.

După o fază lungă de exondare, în timpul lias-doggerului a început un al doilea ciclu de sedimentare. Regiunea a fost invadată de apele unei mări cu caracter epicontinental în care s-au format gresii arcoziene al căror material detritic rezultă în cea mai mare parte din dezagregarea masivului granodioritic al Retezatului, precum și al șisturilor cristaline. A urmat o ușoară adîncire a apelor mării, cînd s-au format treptat gresii calcaroase, calcare gresoase și calcare cenușii, în plăci sau șistoase.

Peste aceste depozite urmează un puternic pachet de calcare fine, șistoase sau în plăci, de vîrstă jurasic superioară, formate în condițiile unei mări adînci și subsidente.

La partea lor superioară, calcarele jurasice trec gradat la un pachet de calcare cu aceleași caractere dar cu o șistozitate mai pronunțată, pe care le considerăm ca un orizont de trecere spre calcarele cretacicului inferior, fără să putem preciza dacă aparțin jurasicului superior sau cretacicului inferior.

În timpul cretacicului inferior, condițiile de sedimentare s-au schimbat, formîndu-se calcare organogene cu pachiodonte și apoi calcare recifale masive. În cuprinsul acestora, diageneza a șters majoritatea resturilor organice.

Mișcările diastrofice mezocretacice au schițat tectonica depozitelor paleozoice și mezozoice sub forma unui monoclinal dirijat în general vest-est și au determinat apoi exondarea regiunii. În cretacicul superior începe un nou ciclu de sedimentare. Marea acoperă din nou regiunea și se formează

marne argiloase, marno-calcare şi marne gresoase şistoase, în condiţii predominant reducătoare. Sedimentarea se termină prin formarea de gresii şi conglomerate.

Spre sfîrşitul cretacicului, mişcările orogenice au determinat formarea unei pînze de şariaj, care se manifestă prin aşezarea anormală a terenurilor cristalofiliene, împreună cu cuvertura lor permiană, peste depozitele cretacicului superior.

În sectorul văii Soarbele, pînza prezintă cîteva mici duplicaturi (solzi), ceea ce arată că înaintarea ei n-a avut loc în bloc.

Pe valea Cernei şi a Jiului Romînesc se constată existenţa unei mari linii de falie, care s-a schiţat fie înaintea cretacicului superior, fie la sfîrşitul acestuia şi s-a accentuat în mişcările ulterioare.

Pînza de şariaj şi celelalte dizlocaţii ulterioare constituie principalele trăsături structurale ale regiunii.

К ИЗУЧЕНИЮ ПАЛЕОЗОЯ И МЕЗОЗОЯ В ВОСТОЧНОЙ И СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО МАССИВА ГОДЯНУ

(ЮЖНЫЕ КАРПАТЫ)

РЕЗЮМЕ

В строении исследованного района, расположенного в восточной и северо-восточной части горного массива Годяну, принимают участие геологические формации, относящиеся к двум различным тектоническим структурам: Дунайскому автохтону и к Гетскому покрову.

Кристаллический фундамент автохтона сложен комлексом амфиболитовых и серицито-хлоритовых разновидностей, кристаллических сланцев, а также массивными гранитоидами с гнейсовой текстурой.

Осадочные отложения автохтона относятся к верхнему палеозою, к юрским и меловым отложениям.

Верхний палеозой представлен сланцами и филитами, претерпевшими слабый эпизональный метаморфизм, относящийся, по-видимому, к карбону, а также и фиолетовыми пермскими отложениями континентальной фации.

Первый член юры — лейас — доггер, отмечающий начало нового осадочного цикла, трансгрессивно залегает на более древних формациях и представлен аркозовыми песчаниками, известковистыми песчаниками, песчанистыми известняками и серыми или черноватыми известняками. Выше, в нормальной последовательности отложения, располагается пачка тонконаслоенных, плитчатых и рассланцованных известняков значительной мощности.

В нижнемеловых отложениях развиты аналогичные известняки, выше которых следуют органогенные известняки, а затем массивные рифовые известняки ургонской фации.

К концу ургона исследованный район выступил из воды и был подвержен интенсивной эрозии, в результате чего обнажились вышеописанные структуры.

В течение следующего цикла осадконакопления, соответствующего верхнемеловой трансгрессии, произошло затопление района морской водой, где впоследствие образовался комплекс мергелей, мергелистых известняков и глинистых мергелей часто песчанистых, а также песчанисто-конгломератовый комплекс.

К концу мелового периода, в результате складчатых движений образовались структуры надвига, в результате чего кристаллические породы совместно с их осадочным чехлом были надвинуты на верхнемеловые отложения.

В районе долины Соарбеле наволочный покров состоит из нескольких чешуй, указывающих на неравномерное смещение пород.

По долине Черны и Жиу Ромынеск прослеживается крупный сброс, образовавшийся, по-видимому, в течение верхнего мела, а возможно и более древний, но возобновившийся в результате последующих тектонических движений.

Структура надвига и последующие дислокации представляют собой главные структурные элементы исследованного района.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Аркозовые песчаники. Долина Жуделе (ник. + ; 25 ×).

Рис. 2. — Слабо известковистый доломит. Северный склон горы Пиуле (ник. + 25 ×).

Рис. 3. — Микрокристаллические известняки. Район Албеле (ник. ||; 65 ×).

Рис. 4. — Сильно рассланцованные известняки. К югу от с. Албеле.

Рис. 5. — Развальцованные конгломераты на левом склоне долины Палтина.

Рис. 6. — Пермские отложения, обнажающиеся к западу от верш. Вырфул Палтина. *1* — кристаллические породы гетского покрова; *2* — фиолетовые песчаники и конгломераты пермского возраста;

Рис. 7. — Фиолетовые песчаники — пермь. Верш. Вырфул Палтина (ник. + ; 25 ×).

Рис. 8. — Тектонизированная зона в районе дол. Соарбеле. *1* — автохтонные кристаллические породы; *2* — известняки верхней юры; *3* — известняки нижнего мела; *4* — верхнемеловые отражения; *5* — кристаллические породы гетского покрова; *6* — пермские образования гетского покрова; *7* — морены и ледниково-речные отложения.

Рис. 9. — Геологическая карта района, заключенного между дол. Лэпушникул Маря и Ослей.

Рис. 10. — Геологические разрезы.

CONTRIBUTION À L'ÉTUDE DU PALÉOZOÏQUE ET DU MÉSOZOÏQUE DANS LES PARTIES EST ET NORD-EST DU MASSIF GODEANU

(CARPATES MÉRIDIONALES)

RÉSUMÉ

La région investiguée, située dans la partie est et nord-est du massif Godeanu, est constituée par des formations appartenant à deux unités tectoniques différentes : les formations de l'autochtone danubien et celles de la nappe gétique.

Le fondement cristallin du domaine autochtone est constitué de schistes cristallins se groupant en un complexe amphibolique et un complexe chlorito-sériciteux et par des roches granitoïdes massives à texture gneissique.

Les dépôts sédimentaires de l'autochtone appartiennent au Paléozoïque supérieur, au Jurassique et au Crétacé.

Le Paléozoïque supérieur est représenté par des dépôts schisteux, phylliteux, affectés ultérieurement par un léger métamorphisme épizonal et appartenant probablement au Carbonifère, ainsi que par des dépôts permiens violacés constitués en faciès continental.

Le premier terme du Jurassique, le Lias-Dogger, qui marque le début d'un nouveau cycle de sédimentation, est disposé transgressivement au-dessus de formations plus anciennes et est représenté par des grès arkosiens, des grès calcaires, des calcaires gréseux et des calcaires gris ou noirâtres. Le Jurassique supérieur en continuité de sédimentation avec le Lias-Dogger est formé de calcaires disposés en couches minces ou en plaques et calcaires schisteux, d'une épaisseur appréciable.

Dans le Crétacé inférieur on retrouve les mêmes calcaires, surmontés par des calcaires organogènes et ensuite par des calcaires récifaux massifs formés en faciès urgonien.

A la fin de l'Urgonien, la région a été exondée et a subi une érosion accentuée, ce qui a fait s'ébaucher, en même temps, une structure des dépôts mentionnés.

Survint ensuite le cycle de sédimentation du Crétacé supérieur, quand la région a été submergée par les eaux d'une mer dans laquelle s'est formé un complexe de marnes, marno-calcaires et marnes argileuses, souvent gréseuses et ensuite un complexe gréseux et conglomératique.

Vers la fin du Crétacé, les mouvements orogéniques ont provoqué la formation d'une nappe de charriage qui a permis aux dépôts cristallophylliens et à leur couverture sédimentaire de se poser anormalement au-dessus des dépôts du Crétacé supérieur.

Dans le secteur de la vallée de Soarbele, la nappe présente quelques petites duplications (écailles) ce qui indique que son avancement n'a pas eu lieu en bloc.

Dans les vallées de la Cerna et du Jiu roumain, on constate l'existance d'une grande ligne de faille qui a dû se dessiner probablement dès

le Crétacé supérieur et peut-être même avant celui-ci, et qui, durant les mouvements ultérieurs, s'est manifestée plus fortement.

Ce sont la nappe de charriage et les dislocations ultérieures qui représentent les principales caractéristiques structurales de cette région.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Arkoses. Vallée de Judele (N + ; 25×).
Fig. 2. — Dolomie légèrement calcaire. Versant septentrional du mont Piule (N+ ; 25 ×).
Fig. 3. — Calcaires microcristallins. Albele (N || ; 65×).
Fig. 4. — Calcaires à forte schistosité. Au sud d'Albele.
Fig. 5. — Conglomérats laminés sur le versant gauche de la vallée Paltina.
Fig. 6. — Dépôts permiens à l'ouest du sommet de Paltina. *1*, Cristallin gétique ; *2*, grès et conglomérats violacés permiens.
Fig. 7. — Grès violacés, permiens. Sommet de Paltina (N + ; 25×).
Fig. 8. — Zone tectonique dans le secteur de la vallée de Soarbele. *1*, Cristallin autochtone ; *2*, calcaires jurrassiques supérieurs ; *3*, calcaires crétacés inférieurs ; *4*, dépôts crétacés supérieurs ; *5*, cristallin gétique ; *6*, Permien de la nappe gétique ; *7*, moraines et dépôts flouvioglaciaires.
Fig. 9. — Carte géologique de la région comprise entre la vallée du Lăpuşnicul Mare et Oslea.
Fig. 10. — Sections géologiques.

BIBLIOGRAFIE

1. CODARCEA AL., *Vues nouvelles sur la tectonique du Banat Méridional et du Plateau de Mehedinţi*, An. Inst. geol. Rom., 1940, **XX.**
2. CODARCEA AL. şi MERCUS D., *Asupra virstei stratelor de Nadanova*, Com. Acad. R.P.R., 1959, **IX**, *8*.
3. CODARCEA AL. şi RĂILEANU GR., *Mezozoicul din Carpaţii Meridionali*, St. şi cerc. geol., 1960, **V**, *4*.
4. DUNBAR C. O. a. RODGERS J., *Principles of Stratigraphy*, New York, 1958.
5. GHERASI N., *Note sur la Géologie des Monts Godeanu et Ţarcu*, C.R. Inst. Géol. Roum., 1934, **XX**.
6. — *Étude géologique et pétrographique dans les Monts Godeanu et Ţarcu*, An. Inst. geol. Rom., 1937, **XVIII**.
7. GHICA-BUDEŞTI ŞT., *Pétrographie et tectonique des Carpates Méridionales roumaines*, Rev. de Géogr., physique, 1938, **XI**.
8. KRUMBEIN W. C. a. SLOSS L. L., *Stratigraphy and Sedimentation*, San Francisco, 1958.
9. MACOVEI G. et ATANASIU L., *L'évolution géologique de la Roumanie. Crétacé*, An Inst. geol. Rom., 1934, **XVI** (1931).
10. MANOLESCU G., *Das Alter der Schela-Formation*, Bul. Soc. Rom. Geol., 1932, **I**.
11. — *Étude géologique et pétrographique dans les Monts Vulcan*, An. Inst. geol. Rom., 1937, **XVIII**.
12. — *Observations géologiques dans le bassin supérieur des vallées de la Cerna et du Jiul Rominesc*, C. R. Inst. Géol. Roum., 1940, **XXIV**.
13. MERCUS D., *Asupra prezenţei urgonianului în regiunea Nadanova — Podişul Mehedinţi*, Com. Acad. R.P.R., 1959, **IX**, *9*.
14. — *Contribuţii la cunoaşterea litologiei stratelor de Nadanova*, St. şi cerc. geol., 1961, **VI**, *3*.
15. MILLER D. N. JR. a. FOLK R.L., *Occurrence of detrital magnetite and ilmenite in red sediments; new aproach to significance of red beds*, Bull. Amm. Assoc. Petroleum Geologist, 1955, **39**.

16. MRAZEC L., *Asupra clasificaţiei cristalinului din Carpaţii Meridionali*, Bul. Soc. şt., 1899, **VIII**, *6*.
17. MURGOCI G., *Sinteza geologică a Carpaţilor de sud*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1923, **I** (1910).
18. НАЙДИН Д. П., *Атлас верхнемеловой фауны северного Кавказа и Крыма*, Москва 1959.
19. NICULESCU G., *Cîteva observaţii asupra reliefului carstic din Munţii Piule—Iorgovan*, Natura, 1960, *5*.
20. NOPCSA FR., *Jurakalk von Sztenuletye*, Föld. Közl., 1899, **XXIX**.
21. — *Zur Geologie der Gegend zwischen Gyulafehérvár Deva, Ruszkabánya u.d.rum. Landesgrenze*, Mitt. a.d. Jahrb. d.k. und k. Geol. Anst., 1905, **XVI**.
22. PAPIU C. V. şi KIZYK A., *Asupra litologiei calcarelor recifale de la Băile-Herculane*, St. şi cerc. geol., 1958, **III**, *1—2*.
23. PAVELESCU L., *Studiul geologic şi petrografic al părţii centrale şi de sud-est a Munţilor Retezat*, An. Com. geol., 1953, **XXV**.
24. PETTIJOHN F. J., *Sedimentary rocks*, New York, 1958.
25. RĂILEANU GR., *Consideraţiuni generale asupra geologiei Banatului de vest*, Anal. rom.-sov., secţia geol.-geogr., 1957, *4*.
26. Рухин Л. Б. *Основы литологии*, Москва—Ленинград, 1953.
27. SCHAFARZIK FR., *Über die geologischen Verhältnisse der SW-lichen Umgebung von Klopotiva u. Malomwitz (Bericht über die im Jahre 1898 im westlichen Retyezat-Gebirge aufgen. Geol. Spezialaufnahmen)*, Jahresb. d. k. ung geol. R.A., Budapesta, 1898.
28. STRECKEISEN A., *Sur la tectonique des Carpathes Méridionales*, Ann. Inst. Géol. Roum., 1932, **XVI**.

BRACTEE FOSILE DE *CARPINUS* DE LA CHIUZBAIA (REG. MARAMUREŞ)

DE

RĂZVAN GIVULESCU

Comunicare prezentată de academician M. G. FILIPESCU în şedinţa din 5 martie 1963

Cunoştinţele noastre asupra răspîndirii pe teritoriul R.P.R. a resturilor fosile aparţinînd genului *Carpinus* sînt relativ reduse.

În privinţa frunzelor fosile, cea mai răspîndită şi cea mai des citată este forma *Carpinus grandis* Ung., iar sporadic: *Carpinus neilreichii* Kov., *C. ovidii* Mass., *C. pyramidalis* Heer, *C.* aff. *orientalis* Mill. şi *C. oblonga* Ung.

În ceea ce priveşte bracteele fosile, ele au fost atribuite următoarelor forme:

1. *Carpinus* sp. (aff. *C. orientalis* Mill.) (2).
Porceni, Săcel (sarmaţian), Stoeneşti (helveţian-tortonian).

2. *Carpinus neilreichii* Kov. (aff. *C. orientalis* Mill.) (9). Borsec (dacian-levantin).

3. *Carpinus grandis* Ung. (aff. *C. betulus* L.) (9). Borsec (dacian-levantin).

4. *Carpinus vera* Andrae (1).
Daia (sarmaţian).

5. *Carpinus* sp. (asemănător cu *C. orientalis* Mill.) (Marion-Laurent, 1895). Prisaca (pliocen).

6. *Carpinus biharensis* Giv. (5).
Valea Neagră I (panonian).

7. *Carpinus virginiae* Giv. (5).
Valea Neagră I (panonian).

Din această enumerare rezultă că bracteele genului *Carpinus* reprezintă raritaţi, comparativ cu alte resturi şi cu numărul mare de culcuşuri de plante fosile din R.P.R.

Față de cele 7 forme găsite pe întregul cuprins al țării (în realitate este vorba doar de 5 forme) și enumerate mai sus, culcușul de la Chiuzbaia cuprinde singur 7 forme, îmbogățind astfel cunoștințele noastre cu noi tipuri de bractee și completînd cu noi date arealul destul de disjunct al unora dintre acestea.

Materialul colectat și descris provine din comuna Chiuzbaia și așa cum am arătat într-o altă lucrare (7), a fost colectat, împreună cu un numeros material de plante fosile, în următoarele puncte pe versantul de sud al Masivului Igniș :

— Punctul A este situat pe valea Jidoaia, la picioarele stîncii denumite „Biserica lui Sîrîdon". Aici apare o succesiune de argile diatomitice, cu treceri spre diatomite aproape curate, mai mult sau mai puțin cornificate la contactul cu un filon andezitic.

— Punctul B situat pe dreapta aceleiași văi, la 240 m N de punctul A. Materialul constă din argile diatomitice, cenușii-albicioase, în plăci, dispuse transgresiv peste aglomeratele andezitice.

— Punctul C situat pe dreapta văii Izvorul Plopilor. La suprafața terenului apar, prin desrădăcinarea copacilor, aceleași argile diatomitice, dispuse tot peste aglomerate andezitice.

— Punctul D situat pe dreapta văii Jidoaia, aproximativ 200 m în avale de confluența cu valea Izvorul Plopilor. În malul văii apare un material aluvionar ce constă din bucăți de marnă sau de corneene rulate, foarte bogate în resturi vegetale.

Vîrsta acestor depozite, în lipsa oricărui rest organic animal și în lipsa oricărui facies de comparație din bazinul Chiuzbaia, este dificil de stabilit. Pentru moment, am atribuit aceste depozite „panonianului", rămînînd ca analiza întregului complex floristic să ne aducă argumente mai sigure în această direcție.

În colecția noastră se găsesc un număr de 21 bractee de *Carpinus*, în general bine conservate, aparținînd următoarelor grupe actuale, respectiv forme fosile :

I. Grupa **Carpinus japonica** Bl.

Involucru subrotund sau oval, cu dinții marginali evidenți, pînă la puternici, cu 6—8 nervuri pregnante care pornesc din bază radiar și ajung în dinții marginali (3).

Acestei grupe îi atribuim două exemplare, dintre care un exemplar aparține formei *Carpinus cobălcescui* n. sp., celălalt lui *Carpinus* sp.

Carpinus cobălcescui n. sp.

(Fig. 8 și 10)

Holotipus : in der Sammlung des Verfassers, Abb. 8 u. 10.

Derivatio nominis : dem ersten rumänischen Geologen — Gr. Cobălcescu — gewidmet.

Stratum tipicum : Pannon.

Locus tipicus : Chiuzbaia, Fundort A.

Material : ein Fruchtbecher.

Diagnosis: Kleiner, dreieckig-runder, unsymmetrischer Fruchtbecher, dessen Rand mit kleinen, nicht sehr kräftigen, ungleichen, dreieckigen, mehr oder weniger spitzen Zähnen versehen ist. Neun dünne, aber gut sichtbare Basalnerven verlaufen fächerförmig aus dem Stiel und enden in den Randzähnen. Die Basalnerven sind durch feine mehr oder weniger regelmäsige Quernervillen anastomosiert.

Involucru subrotund, aproape triunghiular de dimensiuni mici (11 ×12 mm). Marginea dințată, cu dinții triunghiulari, mai mult sau mai puțin ascuțiți, inegali. Nouă nervuri subțiri, dar evidente, pornesc din dreptul pețiolului și se termină în majoritate în dinți, unele dintre ele ramificîndu-se o singură dată. Spațiul dintre nervuri este ocupat de o rețea fină, mai mult sau mai puțin orizontală, care le leagă între ele. Pețiolul scurt și gros.

Dintre formele fosile, tipul descris se apropie de *C. praejaponica* Berger (descris de la Brunn — Vösendorf), de care se deosebește totuși prin forma generală, forma dinților și dispoziția nervurilor.

Corespondentul actual poate fi considerat *C. japonica* Bl. cu care asemănarea merge aproape pînă la identitate. *C. japonica* vegetează în Japonia de sud și de mijloc, precum și partea centrală a R. P. Chineze. Tipuri fosile din această grupare au mai fost descrise din panonianul european, și anume din Bazinul Vienei.

Carpinus sp. (ex gr. **C. japonica** Bl.)

(Fig. 9)

Și în acest caz avem de-a face incontestabil cu un rest din această grupă, fapt atestat de forma generală, de forma dinților și de dispoziția nervurilor. Întrucît materialul nu este păstrat în întregime, nu ne putem pronunța asupra apartenenței specifice.

II. Grupa **Carpinus betulus** L.

Involucru mai mult sau mai puțin simetric, trilobat, cu lobul mijlociu prelung, cu laturi mai mult sau mai puțin paralele, cu capătul rotunjit sau ușor ascuțit, cu lobii laterali aproape egali ca mărime, așezați în unghi ascuțit față de cel mijlociu. Marginea lobilor mai mult sau mai puțin mărunt și neregulat dințată, mai rar întreagă. Involucrul are trei nervuri principale puternice, pentru cei trei lobi și între ele altele mai puțin evidente. Din cele principale pleacă sub un unghi de aproximativ 90° nervuri ce formează o rețea de ochiuri (3).

În cadrul acestui grup se disting în general două tipuri de involucre: cu marginea dințată, de tipul *C. grandis* Ung. și cu marginea întreagă, de tipul *C. pyramidalis* Gaud.

Cele mai multe exemplare de *Carpinus* aflate în colecția noastră aparțin acestei grupe. Este vorba de 11 exemplare, repartizate astfel: 3 exemplare (din punctele A, B și C) *Carpinus pyramidalis* Gaud. (fig. 4) și 8 exemplare (1—B, 6—C, 1—D) *Carpinus grandis* Ung. (fig. 1, 2 și 3).

Fiind forme comune şi de largă răspîndire, renunţăm la descrierea lor. Ca forme corespondente actuale se consideră pentru *C. grandis* — *C. betulus* L., iar pentru *C. pyramidalis* — *C. carpinizza* Kib.

Formele din această grupă se întîlnesc astăzi aproape în toată Europa de sud (cu excepţia Spaniei) şi de mijloc precum şi parţial în Asia Mică.

III. Grupa **Carpinus caroliniana** Walt.

Involucru asimetric, oval-ascuţit sau lanceolat, cu trei lobi mai mult sau mai puţin evidenţi care se ascut înspre vîrf. Lobul bazal intern totdeauna mult mai mic faţă de cel extern. Marginea internă întreagă sau foarte slab dinţată, cea externă puternic dinţat-lobată, în aşa măsură încît aceşti lobi pot să ajungă de mărimea lobului bazal extern. Şase-opt nervuri puternice sînt dispuse în număr egal pe cele două părţi ale nervurii mediane (3).

Acestei grupe îi atribuim 2 exemplare repartizate următoarelor forme fosile:

Carpinus cf. **huziokai** Berger

(Fig. 11)

O singură bractee provenită din punctul A. Aceasta este de dimensiuni mai mici (16×13 mm), ca urmare a unor modificări suferite de frunză înainte de a ajunge în sediment, are un lob median triunghiular, ceva mai puţin zvelt şi ascuţit faţă de originalul descris de W. Berger ((4), fig. 1, *B*). Marginea internă întreagă, cea externă destul de neregulat dinţată, dinţii mici, în afară de cel mai bazal, care este bine dezvoltat. Lobul extern triunghiular prezintă urmele unor dinţi mai mici. Lobul, intern, mai zvelt, cu un singur dinte. Nervura mediană foarte puternică, cele laterale mai slabe, iar între ele nu apare decît cîte o nervură intermediară. Nervurile laterale, destul de slab vizibile, se termină fie în dinţi, fie formînd o reţea. Peţiol scurt şi gros.

W. Berger consideră ca formă corespondentă actuală pe *C. caroliniana* Walt., răspîndită în Japonia de mijloc, Coreea de sud, R. P. Chineză, Himalaia, Burma, Transcaucazia, apoi pe litoralul atlantic al Americii de Nord din regiunea Quebec pînă în Florida, precum şi în America Centrală.

C. huziokai a fost cunoscut pînă în prezent numai din oligocen, şi anume de la Kreuzau (Düren) în Renania (4). În ceea ce priveşte grupa *C. caroliniana*, ea este o raritate paleobotanică ai cărei reprezentanţi fosili sînt foarte puţin cunoscuţi. În pliocenul Europei, în apropierea R. P. Romîne a mai fost citat un rest: *C. laxiflora* Blume (numai nucula) din pliocenul mediu de la Kroscienko (10).

Carpinus cf. **nipponica** Endo

(Fig. 7)

O impresiune destul de incompletă se apropie cel mai mult de această formă, descrisă din mio-pliocenul de la Honshu din Japonia (11). Este vorba de un involucru subţire, membranos, cu lobul median triunghiular-

lanceolat, ușor îndoit, cu vîrful ascuțit și marginea fin serată. Dintre lobii laterali nu se observă decît unul, scurt, triunghiular, rotunjit, așezat în unghi ascuțit față de cel median. Celălalt lob se pare că este rupt, deși după T. T a n a i există și exemplare bilobate. Nervura mediană este evidentă, tot astfel și nervura lobului. În afara lor se mai disting, numai pe o parte, încă trei nervuri care pornesc tot din bază.

T. T a n a i compară forma fosilă cu cele actuale: *C. londoniana* Winkl. sau cu *C. lanceolata* Hadel —M., din partea de sud a R. P. Chineze.

IV. Grupa **C a r p i n u s o r i e n t a l i s** Mill.

Involucru mai mult sau mai puțin asimetric, oval, cu contur închis, numai rar cu lobi mai adînciți. Marginea dințată, uneori chiar dublu dințată, pînă la formarea de lobi.

Nervurile bazale, în număr de 5—10, sînt puternice, aranjate în același număr pe ambele laturi ale nervurii mediane. Ele se termină în dinții marginali. La partea internă a bazei se găsește adesea un lob scurt, lat și rotund, care prin răsfrîngere acoperă nucula (3).

Acestei grupe îi atribuim un singur exemplar păstrat ca impresiune și contraimpresiune și care aparține formei:

Carpinus bergeri n. sp.

(Fig. 6 și 12)

Holotipus: in der Sammlung des Verfassers, Abb. 6 u. 12.
Derivatio nominis: dem verdienstvollen Palaeobotaniker W. Berger gewidmet.
Stratum tipicum: Pannon.
Locus tipicus: Chiuzbaia A.
Material: ein Fruchtbecher.
Diagnosis: Fruchtbecher dreieckig, unsymmetrisch, nach oben verlängert und abgerundet, in einer kleinen Spitze endend. Abgerundete Basis. Zähne mehr oder weniger kräftig, bilden aber keine Lappen. Sieben kräftige Basalnerven, 3 links und 3 rechts des Mittelnervs führen (auch durch Verzweigungen) in die Randzähne.

Involucru triunghiular-alungit, asimetric, cu vîrful prelung și rotunjit (terminat într-un mic mucron), cu baza rotunjită. Lățimea maximă în 1/3 inferioară. Dimensiuni: 21 × 9 mm. Marginea evident dințată, cu dinții triunghiulari, ascuțiți, în general uniformi ca mărime pe una dintre laturi, mai mici și mai slab dezvoltați pe cealaltă. Trei nervuri bazale interne și alte trei externe mărginesc o nervură mediană foarte evidentă, care prezintă și nervuri secundare. Nervurile se termină în dinții marginali (uneori prin ramificare). Pețiol, scurt și gros.

Prin caracterele descrise, forma aparține fără îndoială grupei *C. orientalis*. Este adevărat că prin forma involucrului se apropie mult de grupa *C. tschonoskii*, însă numărul și mai ales dispoziția nervurilor bazale (a se vedea și *C. tschonoskii*) constituie argumentul hotărîtor în alăturarea la grupa *C. orientalis*.

Dintre formele fosile, o oarecare asemănare am putea găsi cu *C. oblongibracteata* Hu and Chan. (8), de care exemplarul descris se deosebește prin forma mai zveltă și dispoziția dinților.

Forma actuală corespondentă trebuie considerată *C. orientalis* Mill. ((3), fig. 8, *f*), mult răspîndită în Asia de est, Europa Centrală și de sud, Asia Mică.

V. Grupa Carpinus tschonoskii Maxim

Involucru foarte asimetric, oval, ovat, lanceolat-curbat, sau de aspectul unui steag, cu marginea externă puternic dințată, dublu dințată sau chiar lobată, cu cea externă întreagă sau slab dințat-serată. Trei pînă la șase nervuri bazale mai mult sau mai puțin evidente înspre partea externă, rar cîte o nervură bazală înspre partea internă. Nervura principală, puternică, are nervuri secundare de aceeași valoare ca cele bazale externe, terminate în dinții de pe margine. Uneori există un mic lob bazal intern, care prin răsfrîngere acoperă nucula (3).

Grupei acesteia îi atribuim sigur o singură formă. Aceasta a fost descrisă pentru prima dată din panonianul de la Valea Neagră I (reg. Crișana) (5), fiind regăsită și la Chiuzbaia. Este vorba de :

Carpinus biharensis Giv.

(Fig. 5)

Exemplarele din colecția noastră (2—C) sînt conservate în întregime, corespunzînd întrutotul descrierii date.

În afară de aceste impresiuni sigure, mai posedăm o impresiune ce aparține foarte probabil tot acestei specii, dar care, fiind deteriorată, nu se poate atribui cu siguranță.

Gruparea este răspîndită în Japonia de sud, R. P. Chineză părțile centrală și de sud. Este relativ răspîndită în pliocenul european, deoarece numai din panonianul Bazinului Vienei (3) se cunosc 5 forme, iar alte două (numai nucule), printre care chiar un exemplar de *C. tschonoskii* Max. foss., se cunosc din pliocenul de la Kroscienko (10).

Carpinus sp.

Trei impresiuni sînt insuficient păstrate pentru a le putea atribui cu toată certitudinea uneia dintre grupele studiate.

★

În concluzie, nota noastră semnalează :

— două forme noi pentru știință : *C. cobălcescui* și *C. bergeri* ;

— prezența în flora fosilă a R.P.R. a două grupări noi : *C. japonica* și *C. caroliniana* ;

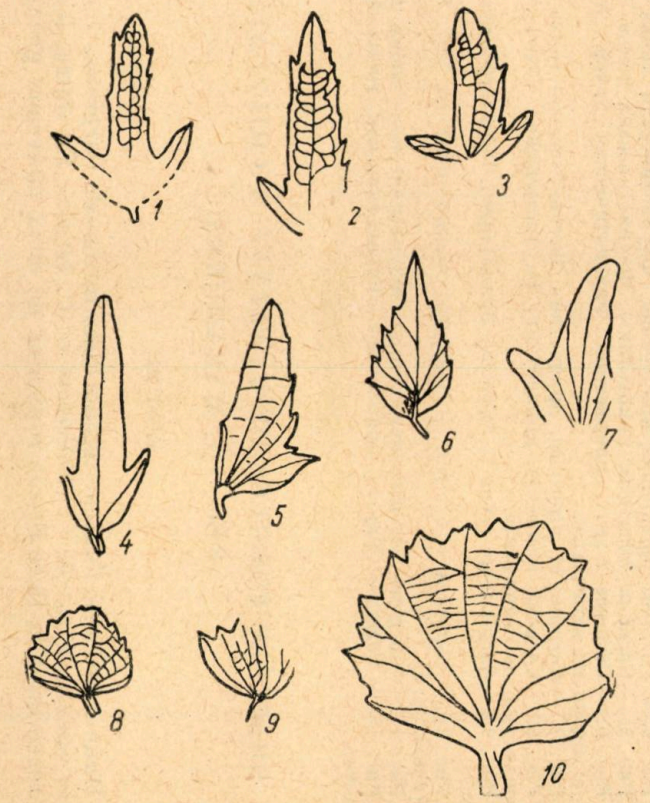


Fig. 1—3. — *Carpinus grandis*, bractee, punctul C (1 : 1).
Fig. 4. — *Carpinus pyramidalis*, bractee, punctul C (1 : 1).
Fig. 5. — *Carpinus biharensis*, bractee, punctul C (1 : 1).
Fig. 6. — *Carpinus bergeri*, bractee, punctul A (1 : 1). Reconstituită pe baza impresiunii şi a contraimpresiunii.
Fig. 7. — *Carpinus* cf. *nipponica*, bractee, punctul D (1 : 1).
Fig. 8. — *Carpinus cobălcescui*, bractee, punctul A (1 : 1). Reconstituită pe baza impresiunii şi a contraimpresiunii.
Fig. 9. — *Carpinus* sp. (de tip *C. japonica*), bractee, punctul C (1 : 1).
Fig. 10. — *Carpinus cobălcescui*, exemplarul din figura 8 (aproximativ 1 : 3).

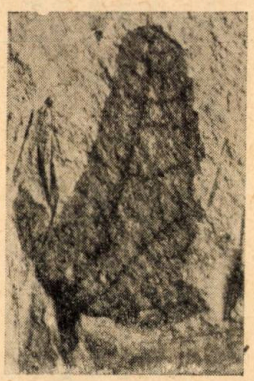


Fig. 11. — *Carpinus huziokai*, bractee, punctul A (1 : 2).

Fig. 12. — *Carpinus bergeri*, bractee, punctul A (1 : 2). Impresiune.

— prezența în flora fosilă a R.P.R. a trei forme noi : *C. huziokai*, *C. nipponica* și *C. pyramidalis*.

În același timp ea completează cu date noi pentru flora fosilă a Europei Centrale arealul acestor grupări și forme.

Institutul pedagogic, Baia-Mare

ИСКОПАЕМЫЕ ПРИЦВЕТНИКИ, ОБНАРУЖЕННЫЕ В РАЙОНЕ КИУЗБАЙЯ (ОБЛ. МАРАМУРЕШ)

РЕЗЮМЕ

Дается описание двух новых форм *Carpinus*, впервые упоминаемых в литературе: *C. cobălcescui* и *C. bergeri*. Кроме этого, среди ископаемой флоры, развитой на территории РНР, упоминается присутствие двух новых групп: gr. *C. japonica* и gr. *C. caroliniana*, а также и трех новых форм *C. huziokai*, *C. nipponica* и *C. pyramidalis*.

Одновременно приводятся новые добавочные данные об ископаемой флоре центральной Европы, об ареале распространения описанных групп и форм.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1—3. *Carpinus grandis*, прицветник. Фаунистическая точка С (1 : 1).
Рис. 4. — *Carpinus pyramidalis*, прицветник. Фаунистическая точка С (1 : 1).
Рис. 5. — *Carpinus biharensis*, прицветник. Фаунистическая точка С (1 : 1).
Рис. 6. — *Carpinus bergeri*, прицветник. Фаунистическая точка А (1 : 1). Воспроизведено по отпечатку.
Рис. 7. — *Carpinus* cf. *nipponica*, прицветник. Фаунистическая точка D (1 : 1).
Рис. 8. — *Carpinus cobălcescui*, прицветник. Фаунистическая точка А (1 : 1). Воспроизведено по отпечатку.
Рис. 9. — *Carpinus* sp. (типа *C. japonica*), прицветник. Фаунистическая точка С (1 : 1).
Рис. 10. — *Carpinus cobălcescui*. Экземпляр, приведенный на рис. 8. (приблизительно 1 : 3).
Рис. 11. — *Carpinus huziokai*, прицветник. Фаунистическая точка А (1 : 2).
Рис. 12. — *Carpinus bergeri*, прицветник. Фаунистическая точка А (1 : 2). Отпечаток.

BRACTÉES FOSSILES DE *CARPINUS* À CHIUZBAIA (RÉG. DE MARAMUREȘ)

RÉSUMÉ

Dans cette note, l'auteur signale deux formes de *Carpinus*, nouvelles dans la science, à savoir *C. cobălcescui* et *C. bergeri*. En outre, il signale la présence dans la flore fossile roumaine de deux nouveaux groupes : le

gr. *C. japonica* et le gr. *C. caroliniana*, ainsi que de trois nouvelles formes : *C. huziokai*, *C. nipponica* et *C. pyramidalis*.

D'autre part, ce travail complète, par de nouvelles données sur l'aire géographique de ces groupes et formes, les connaissances sur la flore fossile de l'Europe Centrale.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1—3. — *Carpinus grandis*, bractée, point C (1 : 1).
Fig. 4. — *Carpinus pyramidalis*, bractée, point C (1 : 1).
Fig. 5. — *Carpinus biharensis*, bractée, point C (1 : 1).
Fig. 6. — *Carpinus bergeri*, bractée, point A (1 : 1). Reconstituée au moyen de l'impression et de la contre-impression.
Fig. 7. — *Carpinus* cf. *niponica*, bractée, point D (1 : 1).
Fig. 8. — *Carpinus cobălcescui*, bractée, point A (1 : 1). Reconstituée au moyen de l'impression et de la contre-impression.
Fig. 9. — *Carpinus* sp. (du type *C. japonica*), bractée, point C (1 : 1).
Fig. 10. — *Carpinus cobălcescui*, l'exemplaire de la figure 8 (environ 1 : 3).
Fig. 11. — *Carpinus huziokai*, bractée, point A (1 : 2).
Fig. 12. — *Carpinus bergeri*, bractée, point A (1 : 2). Impression.

BIBLIOGRAFIE

1. ANDRAE K. I., *Fossile Flora Siebenbürgens und des Banates I. Tertiärflora von Szakadot und Thalheim in Siebenbürgen*, Abh. d. k.k. Geol. R.A., 1855, **II**, *3*.
2. BARBU I. Z., *Flora fosilă din Terțiarul Olteniei*, An. Com. geol., 1954, **28**.
3. BERGER W., *Studien zur Systematik und Geschichte der Gattung Carpinus*, Bot. Not., 1953, **1**.
4. — *Eine neue Carpinus-Art aus dem Oberoligozän des Rheinlandes*, Bot. Not., 1953, **3**.
5. GIVULESCU R., *Beiträge zur Kenntnis der pannonischen Flora Rumäniens*, N. Jb.Geol. Paläont., 1961, Mh. *2*.
6. — *Die fossile Flora Rumäniens*, Ber. d. geol. Ges. der DDR, 1960, **5**, *4*.
7. GIVULESCU R. și GHIURCA V., *Notă preliminară asupra florei fosile de la Chiuzbaia*, Com. Acad. R.P.R., 1963, **XIII**, *5*.
8. HU H. H. a. CHANEY R. W., *A Miocene flora from Shantung province*, China, Pal. Sinica, 1940, **112**.
9. POP E., *Flora pliocenică de la Borsec*, Cluj, 1936.
10. SZAFER W., *The pliocene flora of Kroscienko in Poland I*, Rozpr. Akad. Umiej wydz. mat.-przyr., 1947, **72**.
11. TANAI T., *Neogene floral change in Japan*, J. of the Fac. of Sc. Hokkaido Univ., seria a IV-a, geol. a. min., 1961, **11**, *2*.
12. TANAI T. a. ONOE L., *A Miocene flora from the N. part of the Joban coal field*, Japan, Bull. geol. surv. Japan., 1959, **10**, 4.

OBSERVAȚII ASUPRA PANONIANULUI DE LA HĂLMAGIU ȘI MERMEȘTI

(BAZINUL CRIȘULUI ALB)

DE

DENISA LUPU

Comunicare prezentată de academician M. G. FILIPESCU *în ședința din 5 martie 1963*

Nota de față, bazată pe studiul macrofaunei recoltate în punctele Hălmagiu și Mermești, situate în partea de NV a bazinului Crișului Alb, se referă la identificarea orizonturilor panonianului mediu și superior în regiunea respectivă.

Întrucît problema panonianului și a orizontării sale stratigrafice constituie un subiect frecvent de discuție, credem că fauna studiată de noi este în măsură să aducă precizii prin faptul că se încadrează în zonele biostratigrafice separate în regiunea clasică a Bazinului Vienei.

Panonianul (sens larg) a fost definit ca etaj de către R o t h v. T e l e g d în anul 1879, înglobînd totalitatea depozitelor cuprinse între sarmațian și diluviu.

În anul 1924, L a s k a r e v a paralelizat orizonturile inferioare ale panonianului cu sarmațianul superior și meoțianul din U.R.S.S.

A. P a p p în anul 1951 împarte, pe criterii biostratigrafice panonianul în sensul lui R o t h, în opt zone pe care le notează de la A la H.

Panonianul inferior cuprinde zonele A, B, C, D, cel mediu zona E, zonele F, G, H revenind părții superioare.

P. S t e v a n o v i č în 1951, în lucrarea asupra ponțianului din R.S.F. Iugoslavia, consideră necesară divizarea panonianului în sens larg, în panonian în sens strict și ponțian.

În aceeași accepție, E b e r z i n (1958) face importante paralelizări ale neogenului transcarpatic și extracarpatic.

E d i t h B r e s t e n s k a (6) a separat panonianul *s. str.* de ponțian pe criterii micropaleontologice, considerînd însă zona D indicată de A. P a p p ca făcînd parte din ponțian.

Definirea actuală a panonianului se limitează la panonianul s. *str.*, care înglobează zonele de la A la E inclusiv, adică bessarabianul p. p., chersonianul şi meoţianul.

La noi în ţară, în studiul asupra neogenului de la Soceni, E. J e k e l i u s (12) constată existenţa unei lacune între sarmaţian şi ponţian, explicînd-o printr-o perioadă continentală corespunzătoare meoţianului şi care în accepţiunea lui A. P a p p se datoreşte absenţei zonelor A şi B ale panonianului, care, fiind regresive, nu apar în regiunea marginală a bazinului.

În privinţa stratigrafiei bazinului Beiuş, situat la N de punctele la care ne referim, M. P a u c ă (17) consideră existenţa unei lacune între sarmaţianul inferior şi ponţian, neadmiţînd deci prezenţa în regiune a panonianului. Totodată, autorul menţionează ca aparţinînd ponţianului forme de melanopside şi congerii, incluse în zonele biostratigrafice ale panonianului *s. str.* din Bazinul Vienei.

În anii 1959 şi 1960, bazinul Beiuş a fost studiat de geologii M. B l e a h u, S. B a l ş şi I. D a n [1], care în raportul de sinteză admit că în acest bazin pliocenul este reprezentat numai prin ponţian, considerat ca fiind echivalent cu panonianul. Rezultă din această concluzie că în bazinul menţionat lipseşte panonianul în sens strict.

În privinţa punctelor la care se referă nota de faţă, K. P e t e r s, în 1861, menţionează la Hălmagiu prezenţa marnelor cu *Melanopsis martiniana* Fér., *M. bouei* Fér., *M. pygmaea* Partsch, *Nerita grateloupana* Fér.

În anul 1868, D. S t u r, în studiul asupra regiunii Hălmagiu, menţionează prezenţa în jurul acestei localităţi a stratelor cu congerii.

Recent, E. A n t o n e s c u [2], în raportul asupra regiunii Hălmagiu — Steia, atribuie ponţianului depozite care conţin aici forme aparţinînd panonianului *s. str.*, echivalînd ponţianul cu panonianul inferior, iar panonianul superior echivalîndu-l cu dacian-levantinul.

Din cele arătate mai sus reiese necesitatea unei revizuiri biostratigrafice a formaţiunilor neogene din bazinele vestice ale Munţilor Apuseni.

În nota de faţă, care cuprinde o analiză biostratigrafică de detaliu a aflorimentelor de la Hălmagiu şi Mermeşti, se ajunge la concluzia că în acest sector sînt reprezentate orizonturile medii şi superioare ale panonianului *s. str.*, şi anume zonele C, D, E, fixate de A. P a p p (tabelul nr. 1).

În cele ce urmează vom discuta fiecare punct fosilifer în parte.

A. Aflorimentul de la Hălmagiu

(Pl. I şi II)

La această deschidere, care constituie o carieră în exploatare, se vede în bază un nivel de argile fine verzui, slab stratificate, nefosilifere, cu concreţiuni carbonatate (fig. 1).

[1] M. B l e a h u, S. B a l ş şi echipa, *Raport de cartare în bazinul Beiuş*, Arh. Com. geol., 1960.

[2] E. A n t o n e s c u, *Raport asupra regiunii Hălmagiu — Steia*, Arh. Com. geol., 1960.

Deasupra acestuia se dispun 3 m de argile cenuşii nisipoase în a căror treime superioară apar resturi cărbunoase şi intercalaţii centimetrice de nisip. Aici este cantonată o asociaţie bogată de *Melanopsis* şi *Theodoxus*, mai puţin abundentă în limnocardiide şi congerii mici, asociaţie care corespunde zonei biostratigrafice C stabilite de P a p p în Bazinul Vienei.

Urmează un nivel de 30 cm, de nisip gălbui cu liant argilos, peste care se dispune un pachet de argile cenuşii-negricioase, fine, compacte, fin nisipoase, de 1 m grosime.

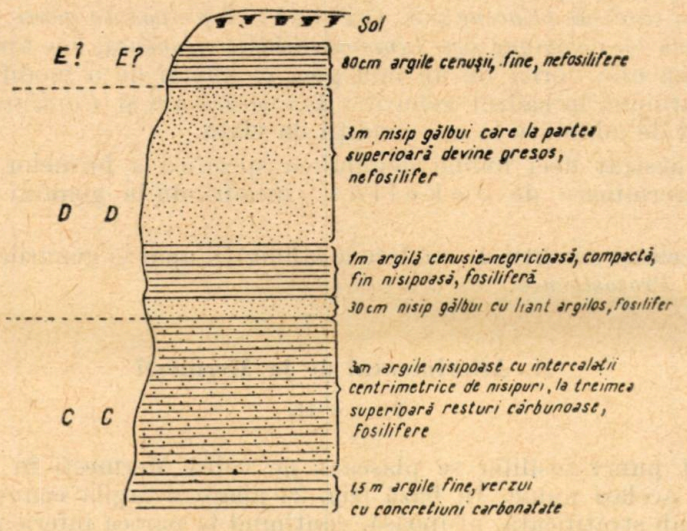


Fig. 1. — Aflorimentul de la Hălmagiu.

Aceste două nivele conţin o asociaţie alcătuită predominant din melanopside şi congerii de talie mare, precum şi forme, de asemenea mari, de *Limnocardium*, asociaţie corespunzătoare zonei D din Bazinul Vienei.

În continuare se dispun 3 m nisipuri gălbui, care la partea superioară devin gresoase şi 80 cm argile cenuşii tufacee care nu conţin macrofaună.

Formele zonei C dovedesc o preponderenţă atît ca diversitate de specii cît şi ca număr de indivizi, în gasteropode.

Este vorba de o biocenoză dezvoltată într-o zonă apropiată de ţărm, fapt pe care îl dovedesc resturile de plante.

În această perioadă, ţărmul nu era afectat de valuri sau curenţi puternici, lucru care a favorizat o asociaţie de forme cu test subţire, de o mare diversitate, precum şi depunerea unor sedimente relativ fine, slab stratificate.

În perioada următoare, care reprezintă zona D, gasteropodele nu mai predomină prin diversitate de specii, ci doar prin numărul indivizilor. Lamelibranhiatele se ilustrează prin specii mai numeroase decît în zona C, cu indivizi rari.

Biotopul acestei zone, prezentînd condiții favorabile asimilării carbonatului de calciu, dă organismelor posibilitatea de a-și mări și îngroșa considerabil testul.

De asemenea, salinitatea (pe care A. P a p p o definește pentru biotopurile zonelor B—E ca 0,5—1,5%) în continuă descreștere, prilejuiește apariția unor forme aberante de *Limnocardium*.

E. J e k e l i u s (12) a încadrat aceste forme aberante la un nou gen, *Replidacna*.

În urma studiilor concomitente ale lui E. S o v e r t h: *Discuții asupra unor cardiide pliocene* și S. G i l l e t: *À propos du genre Replidacna Jekelius, cas tératologique des Limnocardiidées néogènes*, s-a ajuns la concluzia că nu este vorba de un nou gen, ci numai de o modificare pregnantă a șarnierei în cadrul genurilor *Limnocardium* și *Cardium*, ca efect al efortului de adaptare la noi condiții de viață.

Am păstrat deci numai denumirea specifică a formelor „replidacnoide" determinate de J e k e l i u s, încadrîndu-le genului *Limnocardium*.

În aceleași condiții de scădere a salinității apar și genurile *Pisidium*, *Valvata* și *Prososthenia*.

B. Aflorimentul de la Mermești

(Pl. I și II)

Acest punct fosilifer se plasează pe valea Mermești în apropierea satului cu același nume. În bază (fig. 2) apare o argilă cenușie de 3 m grosime, slab stratificată, nisipoasă, conținînd la partea inferioară o faună

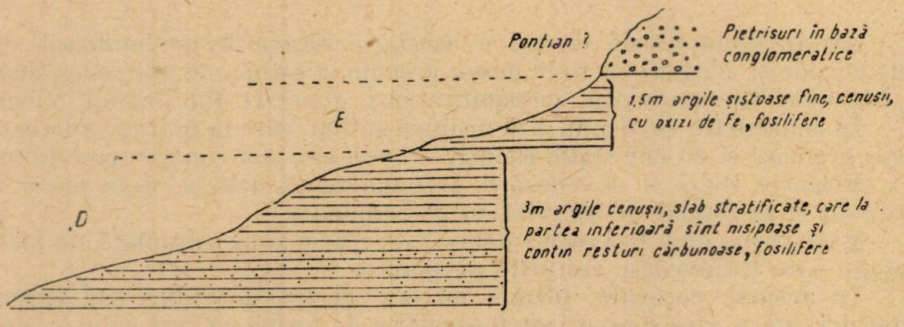


Fig. 2. — Aflorimentul de la Mermești.

de *Melanopsis* și multe resturi cărbunoase. În rest, roca devine mai compactă și conține numeroase limnocardiide mari — cea mai mare parte în fragmente, precum și forme mici de *Limnocardium*. Tot de aici am determinat un otolit de pește din grupul *Sciaenidae*.

Deasupra urmează 1,5 m argile fine, cenușii, stratificate, conținînd o faună de limnocardiide, precum și o formă necitată încă în depozitele panoniene de la noi din țară, *Dreissenomya primiformis* Papp.

Se remarcă absența congeriilor în ambele nivele.

Peste acest ultim termen argilos se dispun pietrișuri, în bază conglomeratice, reprezentînd probabil ponțianul.

Primul nivel, prin fauna pe care o conține, corespunde zonei biostratigrafice D, iar următorul zonei E (partea inferioară) din Bazinul Vienei.

Menționăm numeroase ostracode în nivelul superior.

Tabelul nr. 1

Repartiția faunei

Genul și specia	Zone biostratigrafice			Localitatea	
	C	D	E	Hălmagiu	Mermești
Melanopsis fossilis fossilis Martini		×		×	
Melanopsis fossilis constricta Handmann	×	×		×	
Melanopsis rugosa Handmann		×		×	
Melanopsis vindobonensis Fuchs	×			×	
Melanopsis vindobonensis vindobonensis Fuchs		×		×	×
Melanopsis senatoria Handmann	×	×		×	
Melanopsis bouei affinis Handmann	×			×	
Melanopsis bouei multicostata Handmann	×			×	
Melanopsis bouei sturii Fuchs	×	×		×	
Melanopsis pygmaea turrita Handmann	×			×	
Melanopsis pygmaea pygmaea M. Hoernes	×			×	
Melanopsis austriaca austriaca Handmann	×			×	
Melanopsis pseudaustriaca Sauerzopf	×			×	
Melanopsis stricturata Brusina	×			×	
Melanopsis turislavica Jekelius		×			×
Melanoptychia brusinai Jekelius	×			×	
Melanoptychia moesiensis Jekelius	×			×	
Caspia laevigata Jekelius	×			×	
Thdoeoxus intracarpaticus Jekelius	×	×		×	×
Theodoxus leobersdorfensis leobersdorfensis (Handmann)	×			×	

Tabelul nr. 1 (continuare)

Genul şi specia	Zone biostratigrafice			Localitatea	
	C	D	E	Hălmagiu	Mermeşti
Theodoxus eugenii longatoolineatus Papp	×			×	
Theodoxus carasiensis Jekelius	×			×	
Theodoxus banaticus Jekelius	×			×	
Theodoxus mariae (Handmann)	×			×	
Theodoxus zlatarici Brusina	×			×	
Theodoxus soceni Jekelius	×			×	
Theodoxus zografi petralbensis Jekelius	×			×	
Prososthenia zitteli Loerenthey	×			×	
Orygoceras cnemopsis Brusina	×			×	
Valvata (Atropidina) turislavica Jekelius	×			×	
Valvata sp.		×			×
Congeria partschi globosatesta Papp		×		×	
Congeria moravica Andrussov		×		×	
Congeria spathulata spathulata Partsch		×		×	
Congeria plana Loerenthey	×			×	
Congeria gitneri Brusina	×			×	
Congeria doderleini Brusina		×		×	
Dreissenomya primiformis Papp			×		×
Pisidium sp.		×		×	×
Limnocardium conjungens Partsch		×	×	×	×
Limnocardium humilicostatus Jekelius	×			×	
Limnocardium edlaueri Papp		×	×		×
Limnocardium pseudoobsoletum Fuchs		×			×
Limnocardium ornatum biseptum Papp		×			×
Limnocardium brunense (M. Hoernes) Andrussov			×		×
Limnocardium laevicostatum Jekelius	×			×	
Limnocardium soceni Jekelius		×			×
Otolithus (Sciaenidarum) aff. *pannonicus* Loerenthey		×		×	×

CONCLUZII

Drept concluzii la studiul efectuat, putem afirma prezenţa zonelor biostratigrafice C, D (la Hălmagiu) şi D, E (la Mermeşti) aparţinînd panonianului *s. str.*, care corespund orizonturilor respective din Bazinul Vienei.

Faptul că aceste puncte se plasează pe rama Bazinului panonic, precum şi absenţa orizonturilor biostratigrafice A şi B constituie un argument în favoarea transgresivităţii orizonturilor existente aici, transgresivitate constatată în întregul domeniu al paratethysului.

Pietrişurile, în bază conglomeratice, care succed orizontul E la Mermeşti reprezintă probabil ponţianul.

Prezenţa depozitelor de vîrstă panoniană se poate presupune şi în bazinul Beiuş, situat la nord de localităţile respective.

Transformările morfologice ale organismelor (formele „replidacnoide" la limnocardiide), precum şi apariţia genurilor specifice unei salinităţi reduse (*Prososthenia*, *Valvata*, *Pisidium*) dovedesc schimbarea compoziţiei chimice a apelor în sensul scăderii conţinutului în clorură de sodiu.

ОТНОСИТЕЛЬНО ПАННОНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ, РАЗВИТЫХ В РАЙОНЕ ХЭЛМАДЖИУ И МЕРМЕШТЬ

(БАССЕЙН Р. КРИШУЛ АЛБ)

РЕЗЮМЕ

Автор отмечает присутствие паннонских отложений в бассейне реки Кришул Алб, выходящих на поверхность в точках Хэлмаджиу и Мермешть. На основании фаунистических данных в районе Хэлмаджиу выделяются биостратиграфические зоны C и D, а в Мерештах зоны D и E, в соответствии с расчленением паннонских отложений венского бассейна, приведенным А. Паппом.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Обнажение паннонских отложений в районе Хэлмаджиу.
Рис. 2. — Выход паннонских отложений в районе Мермешть.
Таблица I—II. — См. румынский текст.

OBSERVATIONS SUR LE PANNONIEN DE HĂLMAGIU ET MERMEŞTI

(BASSIN DU CRIŞUL ALB)

RÉSUMÉ

Dans ce travail, l'auteur consigne la présence du Pannonien dans le bassin du Crişul Alb, à savoir aux endroits de Hălmagiu et Mermeşti. L'étude de la faune lui a permis d'identifier à Hălmagiu les zones bio-

stratigraphiques C et D et à Mermeşti les zones D et E, dans le sens des horizons tracés par A. Papp dans le Pannonien du Bassin de Vienne.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Affleurement de Hălmagiu.

Fig. 2. — Affleurement de Mermeşti.

Pour les planches I et II, voir le texte roumain.

BIBLIOGRAFIE

1. ANDRUSSOV N., *Fossile und lebende Dreissensidae Eurasiens*, Trav. de la Soc. Imp. des Nat., Petersburg, 1897, **29**.
2. — *Fossile und lebende Dreissensidae*, Petersburg, 1900.
3. BRUSINA S., *Die Fauna der Congerien von Agram*, Beitr. z. Palàontol. Österreich-Ungarns, 1884, **3**.
4. — *Matériaux pour la faune malacologique néogène*, Opera Acad. Scient. et Artium Slav. Merid., Zagreb — Agram, 1897, **18**.
5. — *Iconographia molluscorum fossilium in tellure tertiaria*, Zagreb, 1902.
6. BRESTENSKA E., *Cunoştinţele actuale şi problemele Pliocenului din Carpaţii vestici*, Congr. V al Asoc. Carpato-Balcanice, Bucureşti, 1961.
7. ЭБЕРЗИН А. Г., *Выступления в прениях*, Материалы Карпато — Балканской Ассоциации, Киев, 1960, 173.
8. GILLET S., *Les Limnocardiidées des couches à Congeria de Roumanie*, Mém. Inst. Géol. Roum., 1943, **4**.
9. — *A propos du genre Replidacna Jekelius, cas tératologique des Limnocardiidées néogènes*, Bull. de la Soc. Géol. Fr., seria a 7-a, 1959, **I**.
10. HALAVATS G., *Die Fauna der pontischen Schichten in der Umgebung des Balatonsees*, Res. der wissensch. Erforschung des Balatonsees, 1903 (Deutsch erschienen 1911).
11. HOERNES M., *Die fossilen Mollusken des Tertiärbeckens von Wien*, Viena, 1856, ed. I; 1870, ed. a II-a.
12. JEKELIUS E., *Sarmat und Pont von Soceni*, Mem. Inst. geol. Rom., 1944, **V**.
13. LASCAREV, *Sur les équivalents du Sarmatien supérieur en Serbie*, Rec. de trav. offert à M. J. Cvijic, Belgrad, 1924.
14. LÖRENTHEY I., *Beiträge zur Fauna und stratigraphischen Lage der pannonischen Schichten in der Umgebung des Balatonsees*, Res. der wissensch. Erforschung des Balatonsees, 1906 (Deutsch erschienen 1911).
15. PAPP A., *Das Pannon der Wiener Beckens*, Mitt. der geol. Ges. Wien, 1961, **39—41**.
16. — *Molluskenfauna des Pannon im Wiener Becken*, Mitt. der geol. Ges. Wien, 1953, **44**.
17. PAUCĂ M., *Bazinul neogen al Beiuşului*, An. Inst. geol., 1936, **17**.
18. — *Neogenul din bazinele externe ale Munţilor Apuseni*, An. Com. geol., 1954, **XXVII**.
19. PETERS K., *Geologische und mineralogische Studien aus dem südöstlichen Ungarn*, Viena, 1861.
20. ROTH L. v. TELEGD, *Geologische Skizze des Kroisbach-Ruster-Bergzuges und des südlichen Teiles des Leitha-Gebirges*, Földt. Közl., 1879, **9**.
21. STEVANOVIČ M., *Peto. Pontische Stufe im engeren Sinne. Obere Congerienschichten Serbiens*, Serb. Akad. Wiss. Sonderausgabe, Math. Naturw. Kl., Belgrad, 1951, **187**, *2*.
22. ŞTEFĂNESCU S., *Etudes sur les terrains tertiaires de Roumanie*, Mém. Soc. Géol. de Fr., 1896, *15*.
23. WENZ W., *Die Mollusken des Pliozäns der rumänischen Erdölgebiete*, Frankfurt a. M. 1942.

PLANȘA I

Fig. 3. — *Melanopsis fossilis fossilis* Martini (mărime naturală). Hălmagiu, zona D.

Fig. 4. — *Melanopsis fossilis constricta* Handmann (mărime naturală). Hălmagiu, zonele C și D.

Fig. 5. — *Melanopsis rugosa* Handmann (1,5×). Hălmagiu, zona D.

Fig. 6 *a* și *b*. — *Melanopsis vindobonensis vindobonensis* Fuchs (1,5×). Hălmagiu, zona D.

Fig. 7 *a* și *b*. — *Melanopsis bouei affinis* Handmann (2,5×). Hălmagiu, zona C.

Fig. 8 *a* și *b*. — *Melanopsis turislavica* Jekelius (3,5×). Mermești, zona D.

Fig. 9. — *Melanopsis pygmaea pygmaea* M. Hoernes (2×). Hălmagiu, zona C.

Fig. 10 *a* și *b*. — *Melanopsis pseudaustriaca* Sauerzopf (2,5×). Hălmagiu zona C.

Fig. 11 *a* și *b*. — *Melanopsis austriaca austriaca* Handmann (3×). Hălmagiu, zona C.

Fig. 12 *a* și *b*. — *Melanopsis bouei multicostata* Handmann (1,5×). Hălmagiu, zona C.

Fig. 13 *a* și *b*. — *Melanopsis bouei sturii* Fuchs (1,5×). Hălmagiu, zonele C și D.

Fig. 14. — *Melanopsis senatoria* Handmann (mărime naturală). Hălmagiu, zona C.

Fig. 15 *a* și *b*. — *Melanopsis pygmaea turrita* Handmann (2,5×). Hălmagiu, zona C.

Fig. 16. — *Melanopsis stricturata* Brusina (3×). Hălmagiu, zona C.

Fig. 17 *a* și *b*. — *Melanoptychia brusinai* Jekelius (2×). Hălmagiu, zona C.

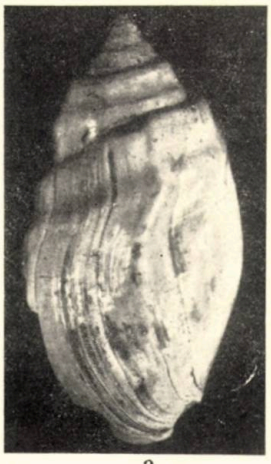
Fig. 18. — *Caspia laevigata* Jekelius (15×). Hălmagiu, zona C.

Fig. 19. — *Orygoceras cnemopsis* Brusina (10×). Hălmagiu, zona C.

Fig. 20. — *Melanoptychia moesiensis* Jekelius (10×). Hălmagiu, zona C.

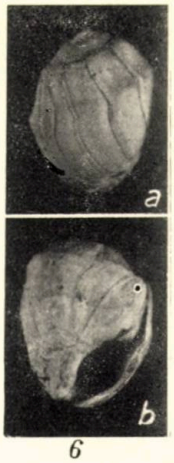
Fig. 21 *a* și *b*. — *Prososthenia zitteli* Locrenthey (3×). Hălmagiu, zona C.

Fig. 22. — *Valvata (Atropidina) turislavica* Jekelius (12×). Hălmagiu, zona C.

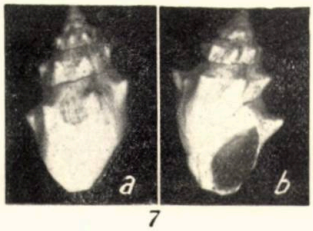

3

4

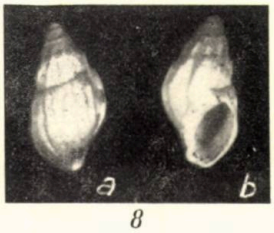
5



6

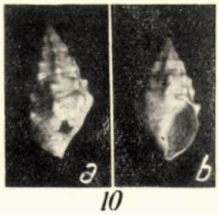


7

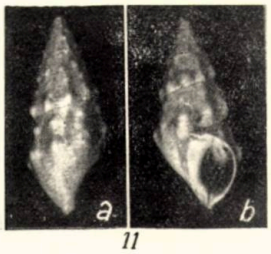


8

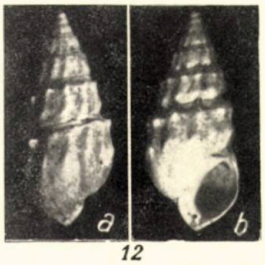
9



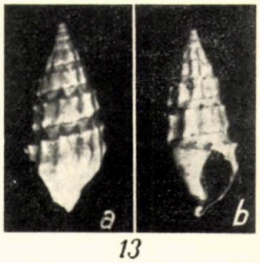
10



11

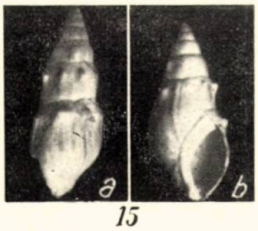


12



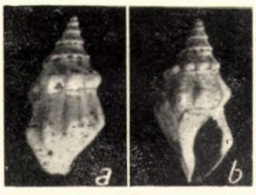
13

14



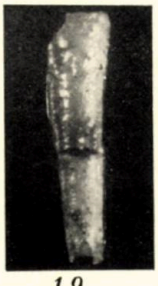
15

16

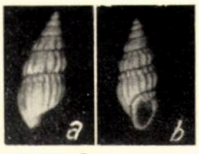


17

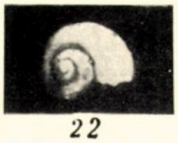
18


19

20



21


22

d. p. 412

PLANȘA II

Fig. 23 *a* și *b*. — *Theodoxus intracarpaticus* Jekelius (3,5×). Hălmagiu, zona C; Mermești, zona D.

Fig. 24 *a* și *b*. — *Theodoxus leobersdorfensis leobersdorfensis* (Handmann) (3,5×). Hălmagiu, zona C.

Fig. 25 *a* și *b*. — *Theodoxus carasiensis* Jekelius (3×). Hălmagiu, zona C.

Fig. 26 *a* și *b*. — *Theodoxus mariae* (Handmann) (10×). Hălmagiu, zona C.

Fig. 27 *a* și *b*. — *Theodoxus banaticus* Jekelius (3,5×). Hălmagiu, zona C.

Fig. 28 *a* și *b*. — *Theodoxus zlatarici* Brusina (3×). Hălmagiu, zona C.

Fig. 29 *a* și *b*. — *Theodoxus eugenii longaticolineatus* Papp (3×). Hălmagiu, zona C.

Fig. 30. — *Congeria doderleini* Brusina (2×). Hălmagiu, zona D.

Fig. 31 *a* și *b*. — *Congeria spathulata spathulata* Partsch (1,8×). Hălmagiu, zona D.

Fig. 32. — *Congeria moravica* Andrussov (1,8×). Hălmagiu, zona D.

Fig. 33. — *Congeria partschi globosatesta* Papp (1,6×). Hălmagiu, zona D.

Fig. 34. — *Dreissenomya primiformis* Papp (4×). Mermești, zona E.

Fig. 35. — *Limnocardium brunense* (M. Hoernes) Andrussov (3×). Mermești, zona E.

Fig. 36. — *Limnocardium conjungens* Partsch (2,5×). Hălm giu, zona D; Mermești, zonele D și E.

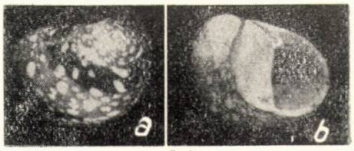
Fig. 37 *a* și *b*. — *Limnocardium humilicostatum* Jekelius (2,5×). Hălmagiu, zona C.

Fig. 38 *a* și *b*. — *Limnocardium laevicostatum* Jekelius (3×). Hălmagiu, zona C.

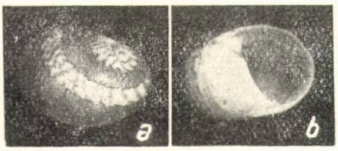
Fig. 39 *a* și *b*. — *Limnocardium soceni* Jekelius (2,5×). Mermești, zona D.

Fig. 40. — *Limnocardium pseudoobsoletum* Fuchs (2,5×). Mermești, zona D.

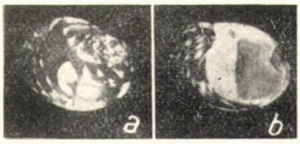
Fig. 41 *a* și *b* — *Otolithus* (*Sciaenidarum*) aff. *pannonicus* Loerenthey (3,5×) Mermești, zona D; Hălmagiu, zona D.



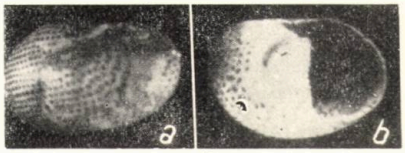
23



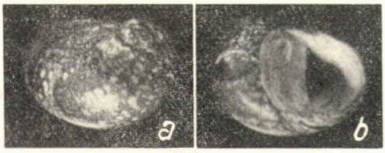
24



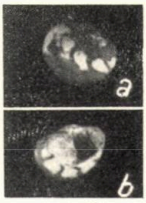
25



26



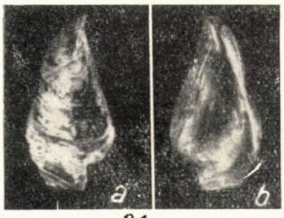
27



28

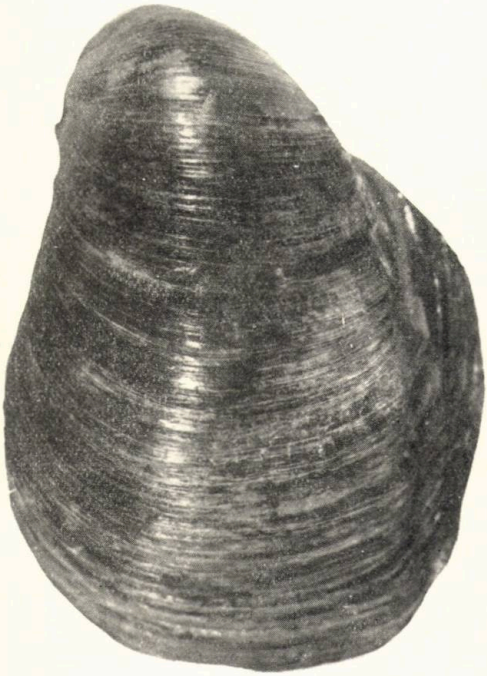
29

30



31

32

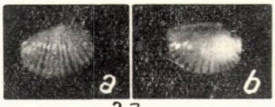

33

34

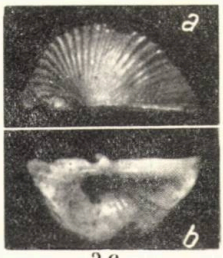
35

36

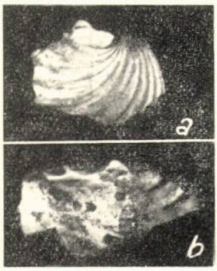
40



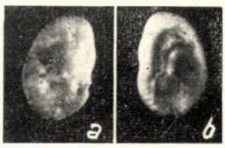
37



38



39



41

ASUPRA PREZENȚEI WITHERITULUI ÎN ZĂCĂMÎNTUL DE BARITINĂ DE LA OSTRA

DE

G. PITULEA, FL. TĂNĂSESCU și LIDIA MÎNZĂRARU

Comunicare prezentată de V. IANOVICI, membru corespondent al Academiei R.P.R., în ședința din 23 aprilie 1963

Cercetările efectuate în ultimii ani în Carpații Orientali au condus la descoperirea unui zăcămînt filonian de baritină situat în apropierea localității Ostra, la sud de Munții Rarău (11).

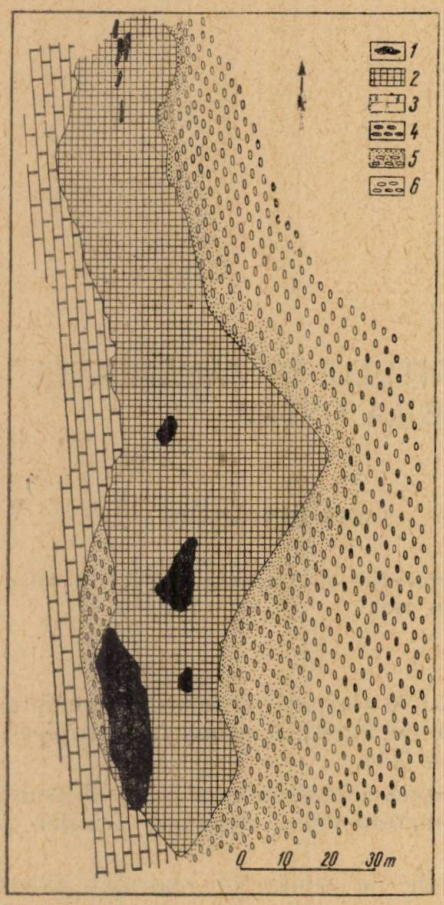
Acest zăcămînt este localizat în zona cristalino-mezozoică alcătuită aici din formațiuni cristalofiliene epimetamorfice, depozite triasice și cretacice (12).

De-a lungul unei fracturi paralele cu contactul anormal dintre zona cristalino-mezozoică și pînza internă superioară a flișului intern (3), (4), în faciesul stratelor de Sinaia, au circulat soluții termale care par să fie legate de un eruptiv intrusiv ce nu apare la zi.

În acest filon de baritină, aproape vertical, avînd grosimi variabile de la 1 la 45 m s-a descoperit pentru prima dată în țara noastră witheritul (carbonat de bariu).

Acumulări exploatabile de witherit sînt rare în lume. Singurul zăcămînt tipic este cel de la Settlingstone (6), (8) în Northumberland (Anglia) unde witheritul apare însoțit de baritină, sulfuri și calcit. Alte zăcăminte mai puțin importante, unde witheritul este asociat cu baritină, sînt cunoscute în Turkmenia (1) și California (8), (10).

Witheritul de la Ostra este cantonat, în general, în partea centrală a zăcămîntului de baritină și se prezintă sub forma unor corpuri lenticulare alungite aproape N—S, paralel cu direcția generală a filonului de baritină, sau ca niște „pungi" dispuse neregulat față de direcția zăcămîntului (fig. 1).



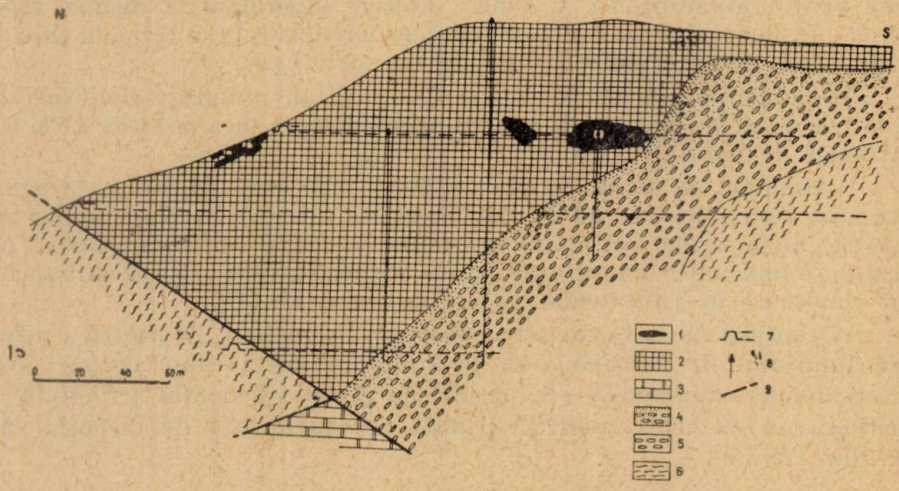
Lentilele şi „pungile" de witherit se plasează în partea superioară a zăcămîntului de baritină, de la suprafaţă pînă la circa 60—70 m adîncime, iar dimensiunile lor variază de la cîţiva metri pînă la 20—30 m (fig. 2).

Macroscopic se deosebesc două tipuri: un witherit cu structură masivă, alb-cenuşiu — datorită impregnaţiei fine cu sulfuri — cu luciu gras pînă la sticlos, care apare de obicei în partea centrală a lentilelor şi pungilor de witherit; al doilea tip are culoarea albă, rareori slab gălbuie, cu luciu alb-lăptos pînă la sticlos şi cu structură fibroradiară.

La microscop s-au deosebit trei tipuri de witherit. Un witherit alb-

Fig. 1. — Schiţa zăcămîntului de baritină de la Ostra în zona cu concentraţii de witherit. *1*, Witherit; *2* baritină; *3*, calcare dolomitice (werf. sup.-anis.); *4*, gnais de Rarău piritizat; *5*, gnais de Rarău baritizat; *6*, gnais de Rarău.

Fig. 2. — Secţiune longitudinală în zona cu concentraţii de witherit a zăcămîntului de la Ostra. *1*, Witherit; *2*, baritină; *3*, calcare dolomitice (werf. sup. - anis.); *4*, gnais baritizat; *5*, gnais de Rarău; *6*, şisturi sericito-cuarţitice; *7*, galerie; *8*, foraj; *9*, falie.



cenușiu impregnat de obicei cu sulfuri pulverulente care corespunde witheritului masiv. Același witherit apare limpede atunci cînd formează pseudomorfoze după cristale tabulare și prismatice de baritină care sînt dispuse uneori în masa witheritului cenușiu și au aceeași orientare optică cu acesta. Al doilea tip se prezintă sub formă de cristale alungite după Np, dispuse paralel sau ușor divergent și corespunde witheritului cu structură fibroradiară. Pe fisurile care traversează witheritul masiv și fibroradiar se dezvoltă al treilea tip alcătuit din ace și fibre cu dispoziție divergentă și extincție ondulatorie (pl. I, fig. 13).

La witheritul fibroradiar s-au determinat:

$Np = 1{,}5295$; $Ng = 1{,}6730$; $2E = 19{,}5°$; $-2V = 14°$; Nm (calculat) $= 1{,}6012$, iar $Ng - Np$ (calculat) $= 0{,}1635$.

La varietatea de witherit masiv s-a constatat o valoare diferită a unghiului axelor optice: $2E = 27°$; $-2V = 18°$, datorită probabil condițiilor diferite de geneză.

Analizele termice diferențiale, executate atît asupra witheritului masiv cît și a celui fibroradiar, confirmă existența croșetului endotermic de la 820° caracteristic acestui mineral, care indică trecerea modificației α (rombică) în modificația β (exagonală).

Am comparat curbele obținute cu cea a witheritului de la Settlingstone (singura pe care am avut-o la dispoziție). Al doilea croșet de la 975° care-l prezintă acest witherit nu l-am putut prinde. În schimb, witheritul de la Ostra formează un croșet mai puțin evident în jur de 600° datorită probabil silicei și elementelor metalice semnalate prin analizele chimice și spectrale (fig. 3).

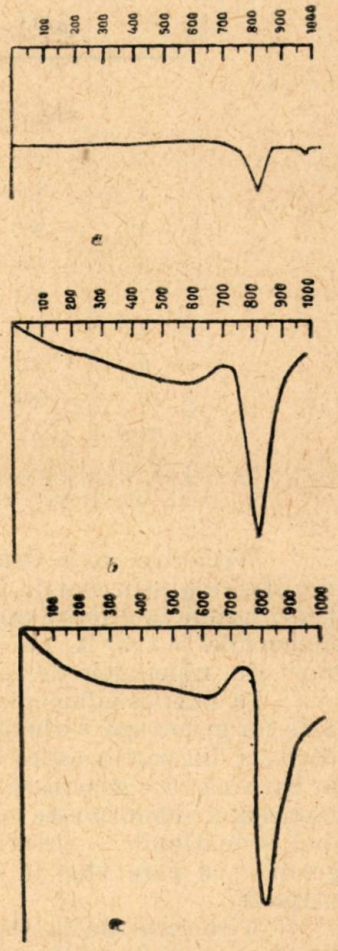


Fig. 3. — Curbele termodiferențiale ale: *a*, witheritului de Settlingstone; *b*, witheritului de Ostra (masiv); *c*, witheritului de Ostra (fibroradiar).

Asupra celor două tipuri de witherit, masiv și fibroradiar, s-au efectuat și studii cu raze X. Între ele nu s-a găsit nici o diferență, clișeele obținute fiind identice. S-a folosit metoda Debye-Scherrer aparatul Reymax și anticatoda Cupru $K\alpha_1$ la 35 kV și 18 mA. Diametrul probei a fost 0,4 mm, iar cel al camerei 57,3 mm.

Compararea datelor obținute cu cele ale probei standard citată de V. I. Miheev (7) după I. D. Hanawald, W. Rinn și L. K. Trevel (1938) ne-au confirmat și pe această cale existența witheritului (tabelul nr. 1).

Tabelul nr. 1

Compararea witheritului de la Ostra cu probe standard

		I		II	
Nr.	hkl	dÅ	I	dÅ	I
1	111	3,72	10	3,716	10
2	020	3,25	2	3,238	2
3	112	3,05	1	3,140	2
4	200	2,63	6	2,615	8
5	200	2,14	5	2,216	7
6	130	2,03	5	2,023	7
7	131	1,94	5	1,933	7
8	133	1,65	3	1,673	4
9	321	1,52	2	1,512	5
10	304	1,375	3	1,367	8
11		1,34	2	1,326	7

Notă. I = proba standard.
II = proba cu witheritul de la Ostra.

Witheritul de la Ostra este de natură endogenă. El nu este provenit din baritină prin reacţia bariului cu mineralele de calciu prezente în cantităţi infime la diferite orizonturi ale zăcămîntului. Diferenţa dintre razele ionice (Ba = 1,43 Å, Ca = 1,06 Å) este cauza pentru care conţinutul în Ba^{2+} din mineralele de calciu hidrotermale este scăzut (9).

La diferite adîncimi s-au întîlnit pe fisurile baritinei calcit şi sideroză, care nu generează witherit. Într-un singur punct, în gnaisele injectate cu baritină din partea estică a zăcămîntului s-a întîlnit un filonaş de sideroză în baritină care generează, la contact cu ea, witherit, în timp ce în centrul filonaşului sideroza este curată (în afară de gnaisele de Rarău, în nici una din formaţiunile — şisturi sericito-cuarţitice-cloritoase, calcare, jaspuri, gresii — cu care vine în contact zăcămîntul de baritină nu s-a întîlnit witherit).

Witheritul de la Ostra s-a depus din soluţii încărcate cu $BaCO_3$. După ce bariul satisface toată cantitatea de SO_4 existentă în soluţiile termale, acestea îşi schimbă echilibrul în favoarea CO_3, astfel că bariul nu mai apare ca sulfat, ci sub formă de carbonat.

Din studiul microscopic rezultă clar că witheritul de la Ostra este format parţial pe seama baritinei printr-un proces de substituţie al acesteia cu witherit, fapt subliniat de existenţa pseudomorfozelor după baritină. Înlocuirea baritinei prin witherit s-a produs de la periferie spre centrul cristalului, total sau parţial (se întîlnesc situaţii cînd în centrul cristalului de witherit se mai păstrează urme din vechiul cristal de baritină intens corodat) (pl. I, fig. 9—12). Witheritul cu structură masivă este rezultatul acestui fenomen.

Procesul de witheritizare a fost urmat de depunerea masivă din soluție a witheritului fibroradiar care „îmbracă" uneori witheritul masiv și conține peste 99% $BaCO_3$.

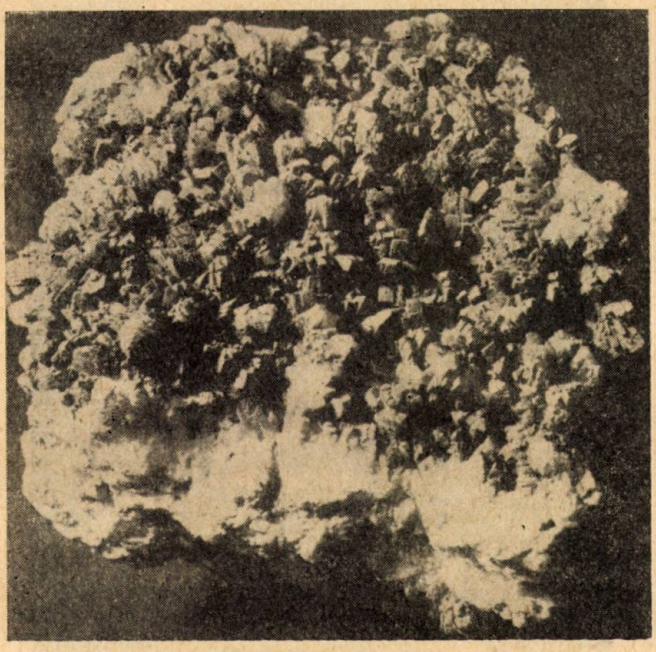


Fig. 4. — Cristale de baritină crescute pe witherit (micșorat 2 ×).

Un fenomen interesant se constată, mai ales, în zona de contact a witheritului cu baritina unde apar în masa witheritului goluri al căror diametru atinge 20—30 cm. În acestea, direct pe witherit s-a depus baritină în agregate de cristale lanceolate, care dau forme spectaculare (fig. 4). Apar și forme aproape sferice avînd centrul format din witherit, îmbrăcat într-o crustă subțire de baritină pe care se dezvoltă agregate de cristale lanceolate (fig. 5).

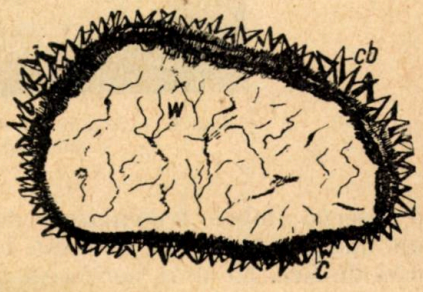


Fig. 5. — Secțiune printr-un agregat sferoidal de witherit și baritină (micșorat 2×). *w*, Witherit; *c*, crustă de baritină îmbrăcată într-o pojghiță de oxizi de fier; *cb*, cristale de baritină.

Această crustă este formată dintr-o infinitate de cristale aciculare de baritină dispuse divergent (pl. II, fig. 14) care s-au format pe seama witheritului, de data aceasta printr-un fenomen invers, de baritizare.

Fenomenul de baritizare este subliniat de existenţa unor pseudomorfoze de witherit (pl. II, fig. 15) după cristale tabulare de baritină, în care apar zone unde witheritul trece în baritină aciculară. Aceste cristale unde

Fig. 6. — Alternanţă de cruste şi cristale lanceolate de baritină (mărime naturală).

se observă ambele fenomene — de witheritizare şi baritizare secundară — sînt dispuse neregulat în masa baritinei aciculare care este invadată de oxizi de fier. În zona periferică a crustei cristalele aciculare ale baritinei sînt ceva mai mari după care urmează brusc frumoasele cristale lanceolate dispuse în snopi (pl. II, fig. 18). Rareori între ele se mai păstrează resturi de witherit (pl. II, fig. 17).

Se întîlnesc situaţii cînd pe cristalele lanceolate se depune o nouă crustă de baritină acoperită cu o pojghiţă subţire de oxizi de fier pe care se dezvoltă o nouă generaţie de cristale. Prin repetarea fenomenului, apar forme supraetajate (fig. 6).

Agregatele de cristale sînt foarte variate, dînd forme de mușchi, dendriforme etc.

Formarea crustelor de baritină și a cristalelor lanceolate s-a produs numai pe witheritul de substituție și niciodată pe witheritul fibroradiar.

Baritina depusă în golurile din masa witheritului este de natură secundară. Sărăcia în fețe a cristalelor precum și abundența oxizilor de fier vin în sprijinul acestei idei.

Sub acțiunea apelor descendente Ba^{2+} din witherit trece în soluție ca bicarbonat și reacționează cu SO_4^{2-} — conținut în aceste ape superficiale — depunîndu-se apoi ca baritină. Fenomene similare sînt descrise de F. Ahlfeld (1) în zăcămîntul de baritină și witherit de la Arpaklem — Turkmenia — care prezintă multe asemănări cu zăcămîntul de la Ostra.

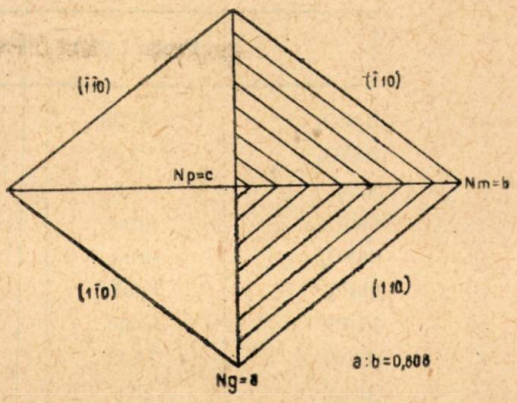


Fig. 7. — Cristale de baritină secundară.

Măsurătorile goniometrice efectuate asupra cristalelor lanceolate au arătat că au habitus tabular după (001), ușor alungit după b (fig. 7). Cristalele incolore și transparente sau albe de 2—8 mm după b și 4—6 mm după a sînt alcătuite din asocierea pinacoidului (001) cu prisma (110), cu următoarele valori unghiulare:

$(110)\ (1\bar{1}0) = 102°$
$(110)\ (\bar{1}10) = 76°.$

Pe fețele (001) se observă un clivaj perfect după (110) și zone de creștere discontinue care explică forma lanceolată a cristalelor. Aceste zone de creștere sînt subliniate de lipsa unui reflex unic pe care îl dă fața (110) la goniometru (pl. II, fig. 19).

Cristalele de baritină concresc paralel în lungul axelor c cîte 6—8 împreună.

Analizele chimice ale unor probe medii cu witherit, colectate din diferite puncte ale zăcămîntului de baritină, au arătat următoarele conținuturi (tabelul nr. 2).

Analizele efectuate pe cîteva probe medii din witherit curat — în scopul determinării caracteristicilor lui industriale — recoltate din lentile și „pungi" au arătat un conținut foarte ridicat în $BaCO_3$(tabelul nr. 3).

Din analiza tabelului nr. 2 se observă prezența în cantități infime a carbonatului și sulfatului de calciu, precum și a fluorinei.

În cîteva goluri din witherit s-au întîlnit însă agregate reniforme de dimensiuni centimetrice de gips pigmentat ușor cu oxizi de fier (fig. 8).

Analizele spectrale semicantitative ale celor două tipuri de witherit — masiv şi fibroradiar — au arătat în plus faţă de analizele chimice prezenţa Al, Mg, Mn şi Sr.

Tabelul nr. 2

Conţinutul chimic al unor probe medii de witherit de la Ostra

	Proba I (%)	Proba II (%)	Proba III (%)*
$BaCO_3$	91,20	90,15	77,53
$BaSO_4$	7,04	6,92	8,74
SiO_2	0,24	1,66	4,82
$CaCO_3$	urme	0,19	0,16
$CaSO_4$	urme	0,11	0,06
$CaFl_2$	lipsă	0,18	0,09
(CaO)	urme	0,36	0,19
(BaO)	74,43	74,60	66,00
(CO_2)	20,5	19,5	16,5
(SO_3)	2,41	2,42	3,03
(S)	0,24	0,41	0,65
Greut. volum.	3,8	4,0	3,5

* Analiza chimică a unei probe de witherit de la Settlingstone (după W. şi W. E. Petraschec k (8))

$BaCO_3$	$CaCO_3$	$MgCO_3$	$BaSO_4$	Fe_2O_3	Al_2O_3	SiO_2	cărbune.
91,25	1,60	0,3	4,10	0,25	0,5	1,13	0,55

Tabelul nr. 3

Caracteristicile industriale ale unor probe de witherit de la Ostra

	Proba I (%)	Proba II (%)	Proba III (%)
$BaCO_3$	99,02	99,02	99,08
Fe	0,006	—	0,005
Sulfuri	0,035	—	0,030
Metale grele	0,05	—	0,04
Cloruri	lipsă	lipsă	lipsă
Insolubil în HCl 10%	0,52	0,32	0,40
Alcalinitate	0,11	0,11	0,10

Lipsa Cd, Zn, Ti, As, Ni şi Sb în sulfurile care însoţesc witheritul — detectate prin analize spectrale într-un filon de sulfuri polimetalice de cîţiva metri grosime cantonat în corpul de baritină — arată vîrsta lor diferită (mai tînără).

Din cele expuse rezultă că la Ostra se găsește un witherit cu structură masivă, format la început printr-un proces de substituție a baritinei cu $BaCO_3$ din soluțiile termale — însoțit de generația nouă de sulfuri — după care s-a depus în continuare witheritul fibroradiar care are un conținut foarte ridicat în $BaCO_3$ (peste 99%).

Pe fisurile acestora, ultimele soluții au depus witheritul cu extincție ondulatorie (witheritul născut pe seama reacției Ba^{2+} cu mineralele de calciu apare cu totul accidental).

În golurile din masa witheritului s-au depus, din soluții secundare, frumoase agregate de cristale lanceolate de baritină care substituie parțial witheritul (proces de baritizare).

Studiul microtectonic al zăcămîntului de la Ostra confirmă ideea că witheritul reprezintă depuneri tardive din soluții termale, care au circulat pe un sistem de fisuri aproape paralel cu direcția fracturii principale (N—S) mineralizate. În nici una din zonele cu concentrații de witherit nu s-a observat sistemul de fisuri N-S. În schimb sistemul de fisuri mai noi, în general perpendicular pe direcția filonului de baritină, este prezent și în witherit.

Studiile de preparare efectuate pe o probă tehnologică la Uzinele SOLEX din București au arătat că, prin calitățile sale superioare, witheritul de la Ostra reprezintă un material important pentru diferite ramuri ale industriei — electrotehnică și electronică, industria emailurilor și sticlei, metalurgie etc. — el situîndu-se calitativ, în mare parte, în limitele superioare prevăzute de standardele în vigoare.

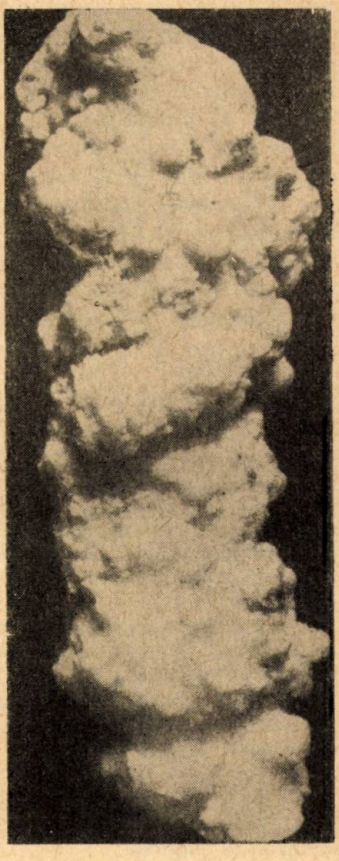


Fig. 8. — Agregat reniform de gips (1,5 ×).

Prin rezervele conturate, mineralizațiile de witherit de la Ostra constituie acumulări exploatabile.

О ПРИСУТСТВИИ ВИТЕРИТА В РУДАХ БАРИТОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ОСТРА

РЕЗЮМЕ

В баритовом месторождении Остра, недавно выявленном в зоне кристаллических мезозойских пород Восточных Карпат, к югу от гор Рарэу, впервые на территории РНР выявлено присутствие витерита

(карбонат бария) в скоплениях, представляющих промышленное значение.

Макроскопически наблюдается серовато-белый витерит с жирным блеском до стекловидного, с массивной структурой, образовавшейся в результате процесса витеритизации барита, а также и белый витерит, местами с желтоватым оттенком, с молочно-белым блеском и радиально волокнистой структурой, отложившейся из растворов, обогащенных $BaCO_3$. В указанных разновидностях витерита по трещинам наблюдаются под микроскопом тонкие иглы и волокна витерита, различно ориентированные и с волнистым погасанием.

Витерит, выявленный на месторождении Остра, содержит большое количество $BaCO_3$ (до 99%) и представляет собой поздние отложения эндогенных растворов, циркулировавших по системе трещин, расположенных параллельно главному разлому (меридиального простирания) с баритовым оруденением.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Схематическая карта баритового месторождения Остра с зоной концентрации витерита.

1 — витерит; *2* — барит; *3* — доломитовые известняки (верхний верфен — анизийский); *4* — гнейсы типа Рарэу, опиритизированные; *5* — гнейсы типа Рарэу, баритизированные; *6* — гнейсы типа Рарэу.

Рис. 2. — Продольный разрез месторождения Остра в зоне концентраций витерита.

1 — витерит; *2* — барит; *3* — доломитовые известняки (верхний верфен — анизийский); *4* — баритизированные гнейсы; *5* — гнейсы типа Рарэу; *6* — кварцито-серецитовые сланцы; *7* — штольня; *8* — скважина; *9* — сброс.

Рис. 3. — Термодифференциальные кривые для: *a* — витерита м-ия Сеттлингстон; *b* — витерита (массивного) месторождения Остра; *c* — витерита (волокнисто-радиального) м-ия Остра.

Рис. 4. — Кристаллы барита, покрывающие витерит (уменьшено в 2 раза).

Рис. 5. — Сечение сфероидального агрегата витерит-барит (уменьшено в 2 раза). *w* — витерит; *c* — баритовая корка, покрытая пленкой окислов железа; *cb* — кристаллы барита.

Рис. 6. — Корки и копиевидные кристаллы барита (нат. вел.).

Рис. 7. — Кристаллы вторичного барита.

Рис. 8. — Почковидный агрегат гипса. (1,5×).

Таблица I

Рис. 9. — Начальная стадия замещения барита витеритом (ник. +; 60×). *b* — барит; *w* — витерит; *ws* — витерит с вкраплениями сульфидов.

Рис. 10. — Более продвинутое замещение барита витеритом (ник. 11; 60×). *b* — барит; *w* — витерит; *ws* — витерит с вкраплениями сульфидов.

Рис. 11. — В центре кристалла витерита наблюдаются следы кристалла барита (ник. + ; 60×). *b* — барит; *w* — витерит;

Рис. 12. — Псевдоморфозы витерита по таблитчатым кристаллам барита (ник. + ; 60×); *w* — витерит; *ws* — витерит с вкраплениями сульфидов.

Рис. 13. — Волокнистый витерит, отложившийся по трещинам в массивном витерите с сульфидной вкрапленностью (ник. + ; 30×).

Таблица II

Рис. 14. — Игольчатые кристаллы барита, различно ориентированные (ник. ||; 100×).

Рис. 15. — Псевдоморфозы витерита по бариту с игольчатыми включениями барита (ник. ||; 60×); *b* — барит; *w* — витерит; *f* — окислы железа.

Рис. 16. — Замещения витерита игольчатым баритом (ник. +; 60×). *b* — барит; *w* — витерит.

Рис. 17. — Реликты витерита, включенные между кристаллами барита (ник. +; 60×) *w* — витерит.

Рис. 18. — Сноповидное расположение кристаллов барита (ник. +; 60×).

Рис. 19. — Копиевидные кристаллы барита с зонами роста (ник. +; 80×).

SUR LA PRÉSENCE DE LA WITHÉRITE DANS LE GISEMENT DE BARYTINE D'OSTRA

RÉSUMÉ

Dans le gisement de barytine d'Ostra, récemment découvert dans la zone cristallino-mésozoïque des Carpates orientales au sud du mont Rarău, on a identifié, pour la première fois sur le territoire roumain, la withérite (carbonate de baryum), qui forme à cet endroit des accumulations exploitables.

A l'œil nu on distingue d'une part une withérite blanche-grise, à l'aspect gras jusqu'au vitreux et à structure massive, résultant d'un processus de transformation de la barytine en withérite, et d'autre part une withérite blanche, rarement jaunâtre, à l'aspect blanc-laiteux et à structure de fibres radiaires, déposée directement par les solutions chargées de $BaCO_3$. Sur les fissures traversant ces deux types on observe, au microscope seulement, une withérite formée d'aiguilles et de fibres à disposition divergente et à extinction ondulatoire.

La withérite d'Ostra possède une teneur élevée en $BaCO_3$ (jusqu'à 99%) et représente des dépôts tardifs de solutions endogènes, qui ont circulé à travers un système de fissures parallèle à la direction de la fracture principale (N – S), minéralisée avec la barytine.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Schéma du gisement de barytine d'Ostra, dans la zone à concentrations de withérite.

1, Withérite ; *2*, barytine ; *3*, calcaires dolomitiques (Werf. sup. — Anis.) ; *4*, gneiss de Rarău pyritisé ; *5*, gneiss de Rarău barytisé ; *6*, gneiss de Rarău.

Fig. 2. — Section longitudinale dans la zone à concentrations de withérite du gisement d'Ostra.

1, Withérite ; *2*, barytine ; *3*, calcaires dolomitiques (Werf. sup. — Anis,) ; *4*, gneiss barytisé ; *5*, gneiss de Rarău ; *6*, schistes séricito-quartzitiques ; *7*, galerie ; *8*, forage ; *9*, faille.

Fig. 3. — Courbes thermodifférentielles de la : *a*, withérite Settlingstone ; *b*, withérite d'Ostra (massif) ; *c*, withérite d'Ostra (à fibres radiaires).

Fig. 4. — Cristaux de barytine formés sur la withérite (rapetisée2 ×).

Fig. 5. — Section dans un agrégat sphéroïdal de withérite et barytine (rapetisée 2 ×).

w, Withérite ; *c*, croûte de barytine enveloppée dans une couche mince d'oxydes de fer ; *cb*, cristaux de barytine.

Fig. 6. — Alternance de croûtes et de cristaux lancéolés de barytine (grandeur naturelle).

Fig. 7. — Cristaux de barytine secondaire.

Fig. 8. — Agrégat réniforme de gypse (1,5 ×).

Planche I

Fig. 9. — Début de la substitution de la withérite à la barytine (N+ ; 60 ×).

b, Barytine ; *w*, withérite ; *ws*, withérite imprégnée de sulfures.

Fig. 10. — Substitution de la withérite à la barytine, dans une phase plus avancée (N/ / ; 60 ×).

b, Barytine ; *w*, withérité ; *ws*, withérite imprégnée de sulfures.

Fig. 11. — Le centre du cristal de withérite garde encore des traces de l'ancien cristal de barytine (N+ ; 60 ×).

b, Barytine ; *w*, withérite.

Fig. 12. — Pseudomorphoses de withérite après des cristaux tabulaires de barytine (N+ ; 60 ×).

w, Withérite ; *ws*, withérite imprégnée de sulfures.

Fig. 13. — Withérite fibreuse déposée sur les fissures de la withérite massive imprégnée de sulfures (N+ ; 30 ×).

Planche II

Fig. 14. — Cristaux aciculaires de barytine à disposition divergente (N/ / ; 100 ×).

Fig. 15. — Pseudomorphoses de withérite après la barytine où apparaissent des aiguilles de barytine (N/ / ; 60 ×).

b, Barytine ; *w*, withérite ; *f*, oxydes de fer.

Fig. 16. — Transformation de la withérite en barytine aciculaire (N+ ; 60 ×).

b, Barytine ; *w*, withérite.

Fig. 17. — Restes de withérite entre les cristaux de barytine (N+ ; 60 ×).

w, Withérite.

Fig. 18. — Cristaux de barytine disposés en gerbes (N+ ; 60 ×).

Fig. 19. — Cristaux lancéolés de barytine à zone de croissance (N+ ; 80 ×).

BIBLIOGRAFIE

1. AHLFELD F., *Neue Baryt-und Witheritvorkommen in Turkmenien*, Zeitsch. pr. Geol., 1934, *9*.
2. БЕЛЯНКИН Д. С. и ПЕТРОВ В. П., *Кристаллооптика*. Москва, 1951.
3. FILIPESCU M., *Vederi noi asupra tectonicii flişului Carpaţilor Orientali*, Rev. Univ. Buc. şi a Politehnicii din Buc., 1955, *6—7*.
4. — *Contribuţii la orizontarea Cretacicului din flişul Carpaţilor Orientali*, Rev. Univ. Buc. şi a Politehnicii din Buc., 1955, *8*.
5. FÖLDVÁRI-VOGL M., *The role of differential thermal analysis in mineralogy and geological prospecting*, Acta Geologica, Academiae Scientiarum Hungaricae, 1958, **V**.
6. GOLDSCHMIDT I., *Atlas der Krystallformen*, Heidelberg, 1913.
7. МИХЕЕВ В. И., *Рентгенометрический определитель минералов*, Москва, 1957.
8. PETRASCHECK W. u. W. E., *Lagerstättenlehre (ein kurzes Lehrbuch von den Bodenschätzen in der Erde)*, Viena, 1950.
9. RANKAMA K. a. SAHAMA G., *Geochemistry*, Chicago, 1950.
10. SCHNEIDERHÖN H., *Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde*, Jena, 1941.
11. TĂNĂSESCU FL. şi PITULEA G., *Consideraţii asupra mineralizaţiilor de baritină de la Ostra — Carpaţii Orientali*, Rev. Minelor, 1962, **XIII**, *6*.
12. TĂNĂSESCU FL., PITULEA G. şi BĂNCILĂ F., *Cercetări geologice în regiunea cuprinsă între bazinele V. Gemenii şi V. Greben*, Dări de seamă Com. geol., 1963, **IXL**, *2*.

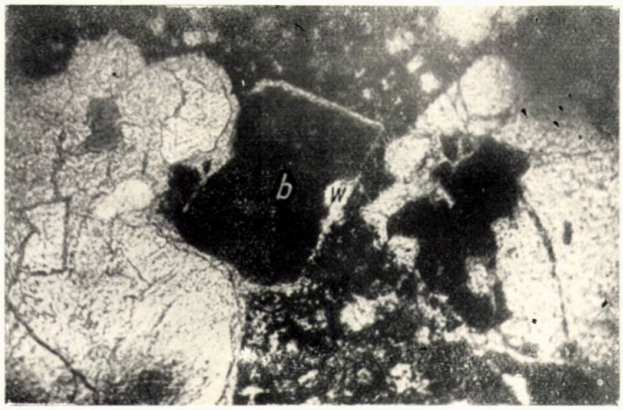


Fig. 9. — Început de înlocuire a baritinei prin witherit (N + ; 60 ×). *b*, Baritină ; *w*, witherit ; *ws*, witherit impregnat cu sulfuri.

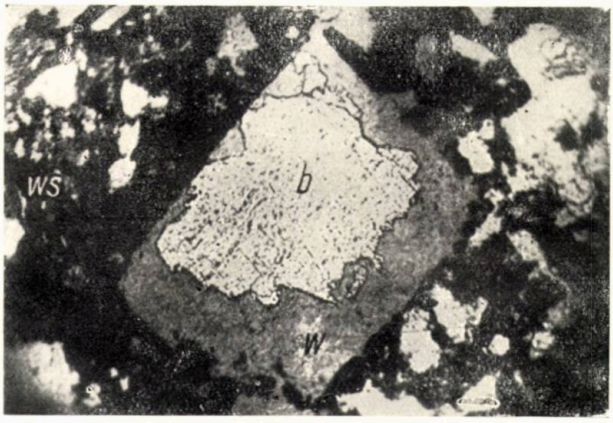


Fig. 10. — Înlocuirea baritinei prin witherit într-o fază mai avansată (N ∥ ; 60 ×). *b*, Baritină ; *w*, witherit ; *ws*, witherit impregnat cu sulfuri.

Fig. 11. — În mijlocul cristalului de witherit se mai păstrează urme din vechiul cristal de baritină (N + ; 60 ×). *b*, Baritină ; *w*, witherit.

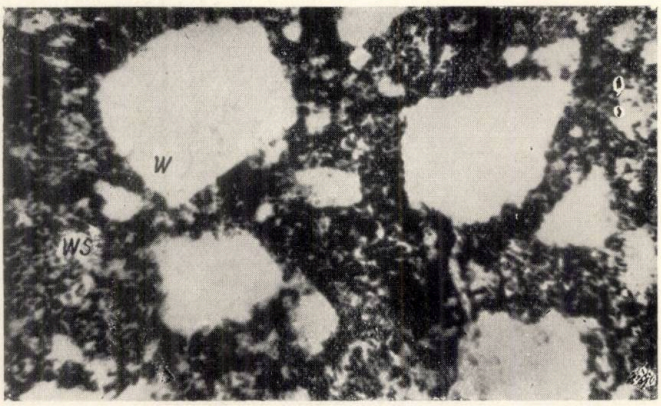


Fig. 12. — Pseudomorfoze de witherit după cristale tabulare de baritină (N+ ; 60 ×). *w*, Witherit ; *ws*, witherit impregnat cu sulfuri.

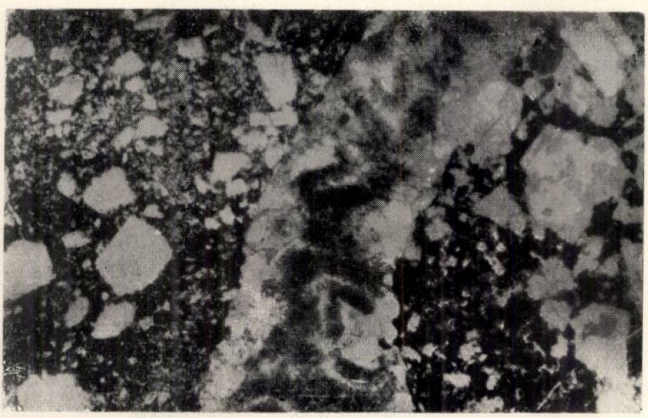
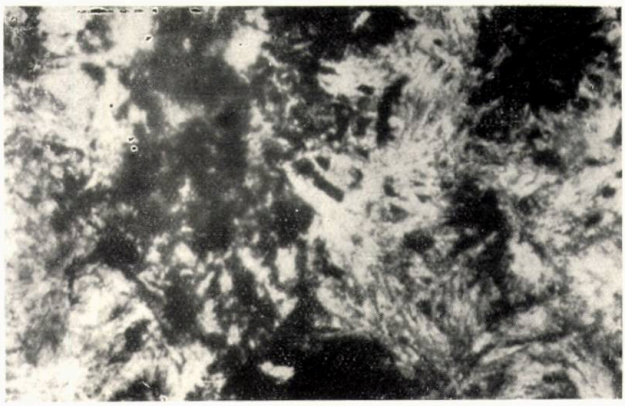


Fig. 13. — Witherit fibros depus pe fisurile din witheritul masiv impregnat cu sulfuri (N+ ; 30 ×).

Fig. 14. — Cristale aciculare de baritină dispuse divergent (N∥; 100 ×).



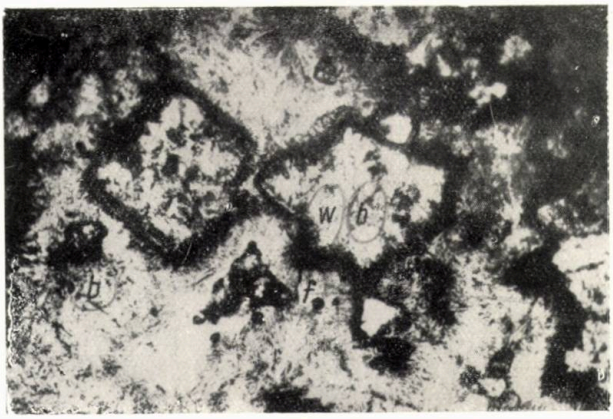


Fig. 15. — Pseudomorfoze de witherit după baritină în care apar ace de baritină (N∥; 60×). *b*, Baritină; *w*, witherit; *f*, oxizi de fier.

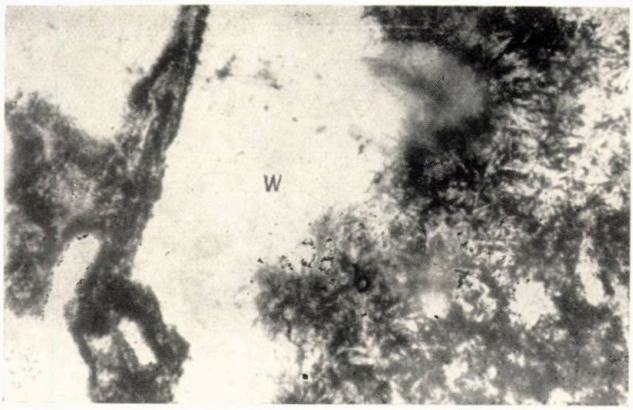


Fig. 16. — Transformarea witheritului în baritină aciculară (N+; 60 ×). *b*, Baritină; *w*, witherit.

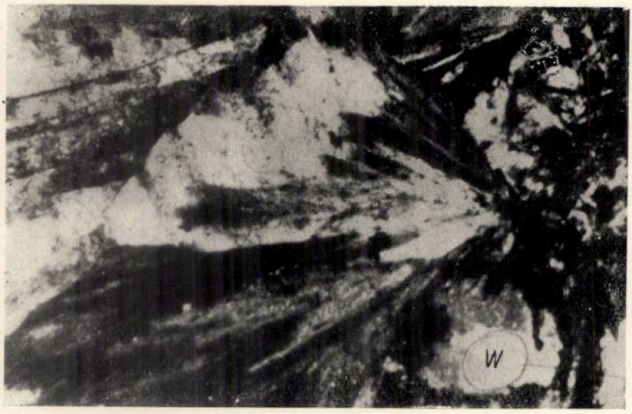


Fig. 17. — Resturi de witherit între cristale de baritină (N+ ; 60 ×). *w*, Witherit.

Fig. 18. — Cristale de baritină dispuse în snopi (N+ ; 60 ×).

Fig. 19. — Cristale lanceolate de baritină cu zone de creștere (N+ ; 80 ×).

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA STRUCTURII GEOLOGICE A PLATFORMEI MOESICE ÎN ZONA URZICENI—MOARA-SĂRACĂ—BUFTEA (REG. BUCUREȘTI), DUPĂ DATELE SEISMOMETRICE *

DE

PETRE CONSTANTINESCU, TEODOR PĂSAT, VIOREL RODINA, ADRIAN SOLOMON, MARIA SOLOMON și VLADIMIR TEODORESCU

Comunicare prezentată de I. GAVĂT, membru corespondent al Academiei R.P.R., în ședința din 13 noiembrie 1962

Lucrarea de față se bazează pe rezultatele prospecțiunilor seismice de detaliu executate în anii 1958 și 1959 de trei echipe ale Comitetului geologic [1], într-o zonă situată la nord-est de București și încadrată, aproximativ, de localitățile Ghimpați—Țigănești—Rîfovul—Inotești—V Urziceni—Borănești—V Chitila—Ghimpați.

Obiectivul prospecțiunii seismice a fost obținerea de informații asupra structurii depozitelor terțiare și, eventual, a celor mezozoice, precum și urmărirea limitei dintre ele, în scopul conturării zonelor favorabile acumulării de hidrocarburi.

CONDIȚII SEISMO-GEOLOGICE

Zona studiată face parte din Cîmpia Romînă și prezintă, în perimetrul cercetat, un relief plan, astfel că singurele elemente care au creat dificultăți accesului au fost numai cursurile de apă (Ialomița, Prahova,

---

* Cu ocazia interpretării geologice a rezultatelor geofizice discutate în această lucrare, autorii au primit îndrumarea și valoroase sugestii de la prof. I. Gavăt, membru corespondent al Academiei R.P.R.

[1] P. Constantinescu și C. Vîrcolacu, *Raport asupra prospecțiunii seismice în regiunea Moara-Săracă*, Arh. Com. geol., 1958.

M. Cristea, T. Păsat, V. Rodina, A. Solomon, M. Solomon, V. Teodorescu și G. Velcescu, *Raport asupra prospecțiunii seismice-reflecție, în regiunea Buftea—Urziceni*, Arh. Com. geol., 1959.

Teleajen), lacurile (Snagov şi Căldăruşani), bălţile şi pădurile care acoperă îndeosebi partea centrală a suprafeţei prospectate.

Zona cercetată seismometric se situează pe marginea nordică a Platformei Moesice. Ea fiind acoperită în întregime de depozite cuaternare (loess, argile şi depozite aluvionare), singurele date asupra geologiei de adîncime rezultă din foraje. În regiunea cercetată au fost executate 8 foraje care străbat o succesiune stratigrafică din neogen şi mezozoic (fig. 1) (după interpretările Comitetului geologic). Sondele au străbătut formaţiuni neogene (pliocenul şi sarmaţianul) şi au fost oprite după intrarea în cretacicul superior, cu excepţia sondei nr. 8 Urziceni, care s-a oprit în jurasic.

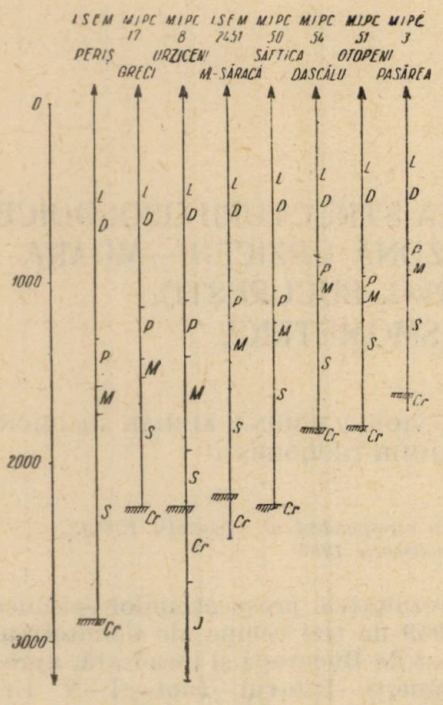


Fig. 1. — Profilele sondelor din regiune.

Pliocenul, reprezentat prin toate etajele sale, este alcătuit dintr-o alternanţă de marne mai mult sau mai puţin nisipoase şi nisipuri.

Sarmaţianul este format din marne, marne nisipoase şi marne argiloase.

Cretacicul deschis în foraje este constituit, preponderent, din calcare albicioase cenuşii, marno-calcare şi marne cenuşii calcaroase.

Datele de sondă şi datele prospecţiunilor geofizice anterioare dau indicaţii asupra scufundării fundamentului platformei şi a îngroşării spre nord a depozitelor neogene din cuvertură. Într-adevăr, limita neogen-cretacic se întîlneşte la adîncimi din ce în ce mai mari în forajele mai nordice. Între sondele extreme (sonda 3 Pasărea şi sonda Periş) se observă o denivelare pe meridian de 1 250 m la limita menţionată, ceea ce reprezintă o înclinare medie de circa 7% spre nord. De asemenea, prospecţiunea gravimetrică pune în evidenţă o scădere spre nord a valorilor de gravitate, cu un gradient de circa 1,5 mgal/km, pusă pe seama îngroşării, în aceeaşi direcţie, a neogenului platformei. La aceeaşi concluzie conduc şi datele măsurătorilor SEV, care indică o scădere a rezistivităţii aparente spre nord.

În sfîrşit prospecţiunea seismică regională, executată de M.I.P.Ch. [1],

[1] V. Cucu, G. Ţugui şi E. Seleţki, *Raport asupra rezultatelor prospecţiunii seismice din Cîmpia Română*, Arh. Întrep. prosp. geol. şi geof. din M.I.P.Ch., 1956; A. Klang şi M. Haber, *Raport asupra prospecţiunii seismice din Cîmpia Română*, Arh. Întrep. prosp. geol. şi geof. din M.I.P.Ch., 1954; L. Tomescu şi E. Seleţki, *Raport asupra prospecţiunii seismice din Muntenia de est*, Arh. Întrep. prosp. geol. şi geof. din M.I.P.Ch., 1955.

prin urmărirea reflecției de la limita miocen-cretacic și a altor numeroase reflecții de deasupra și de sub această limită, confirmă caracterul general monoclinal al platformei, cu înclinarea spre nord.

Rezultatele prospecțiunii seismice regionale au indicat, în afară de existența unor elemente reflectatoare corelabile în neogen și mezozoic, și un orizont caracteristic de reflecție la limita cretacic-neogen, care se poate urmări pe distanțe mari în platformă. Aceste date stabilesc premise favorabile pentru o prospecțiune seismică de detaliu.

METODICA PROSPECȚIUNII SEISMICE

Lucrarea a fost executată cu 5 stații de înregistrare (4 de tip SS-24-48 și una de tip SS-26-51 D). În condițiile de teren arătate s-a aplicat metoda corelației undelor reflectate prin profilare continuă. Cunoscîndu-se din lucrările anterioare direcția aproximativă a liniei de cea mai mare pantă structurală, s-a realizat o rețea din profile orientate după direcția NNV—SSE la distanțe de circa 2 km, intersectate de profile la interval de circa 5 km. A fost executat și un număr relativ redus de seismosondaje. Distanța dintre receptorii seismici a fost de 20 m.

Hodografii undelor reflectate, obținuți prin corelare pe fază, au fost corectați de diferențele de fază, de adîncime de împușcare și de influența zonei de viteze mici. Vitezele în zona de alterație și grosimea ei au fost măsurate prin dispozitive scurte de refracție amplasate pe profile la distanțe variabile, în funcție de variațiile reliefului.

Întrucît în sondele săpate pe zona prospectată nu s-au executat seismocarotaje, datele asupra regimului de viteze de propagare a undelor s-au obținut prin calcularea vitezelor efective, pe hodografi, prin metoda Glotov. Nu s-a constatat o împrăștiere a valorilor în măsură să justifice luarea în considerare a variației vitezelor efective pe orizontală.

Secțiunile au fost construite la scara 1 : 10 000 prin metoda intersecțiilor, prin raportare la suprafața topografică. Prospecțiunea detaliată ne-a permis să construim 50 de secțiuni seismice și o hartă structurală; ca material demonstrativ, în prezenta lucrare sînt redate 5 secțiuni seismice caracteristice și 3 serii de seismograme.

REZULTATELE PROSPECȚIUNII ȘI INTERPRETAREA LOR GEOLOGICĂ

Pe seismogramele înregistrate s-au putut separa numeroase impulsuri pînă la 3,5 sec., sporadic pînă la 4,0 sec., unele dintre ele corelabile pe distanțe mai mari. Numărul mare de reflecții este explicabil prin caracterul stratificat al structurii depozitelor sedimentare cu schimbări litologice frecvente pe verticală. Profilul neogenului este în general puțin evoluat, însă limita cu cretacicul este caracteristică și realizează cel mai pronunțat contrast litologic.

Printre numeroasele impulsuri ce apar pe seismograme se pune în evidență, îndeosebi în sudul zonei prospectate, o reflecție caracteristică

care se urmărește în mod continuu în cea mai mare parte a zonei cercetate între 1,3 și 2,7 sec., ceea ce corespunde la adîncimi cuprinse între 1 300 și 3 500 m. Forma ei de înscriere se caracterizează prin 2—3 cicluri cu amplitudine mare și o frecvență de circa 33 Hz. Menționăm că ea este urmată de regulă de o altă reflecție, la o diferență de timp de circa 0,1 sec. Reflecția caracteristică continuu corelabilă ca orizont de referință este notată cu „C" pe toate profilele seismice măsurate în regiunea cercetată.

După confruntarea secțiunilor seismice cu limita cretacic-miocen stabilită în profilele sondelor forate pe suprafața prospectată, rezultă că reflecția caracteristică (orizontul de referință) coincide cu această limită, cu diferențe de $\pm$ 40 ρ m, adică în medie cu $\pm$ 2% față de adîncimea limitei miocen-cretacic. Această diferență se încadrează în erorile admise în prospecțiunea seismică. Lucrările seismice executate anterior în zona studiată și pe suprafețele învecinate cu ea au arătat aceeași corespondență între orizontul „C" și limita cretacic-neogen. Caracterul reflecției, îndeosebi amplitudinea ei mare, se poate explica prin contrastul mare dintre proprietățile elastice și dintre densitățile formațiunilor cretacice și sarmațiene care vin în contact pe această limită, sarmațianul avînd depozite slab consolidate, iar cretacicul fiind constituit din calcare.

Reflecția caracteristică prezintă mai multe zone înguste de dispariție, pe profilele seismice. Zonele de dispariție se dispun pe mai multe aliniamente orientate în general est-vest. Dispariția reflecției caracteristice se face uneori brusc sau după o modificare prealabilă a caracterului de înscriere pe seismograme.

Urmărind profilele seismice de la sud la nord, în sensul creșterii timpului de înscriere a reflecției caracteristice, observăm că întreruperea înregistrării este urmată de reapariția reflecției caracteristice la intervale de timp mai mari, care arată coborîrea bruscă a orizontului de referință la partea nordică a zonei de dispariție. Într-un singur caz, la Periș, decalajul se face prin scurtarea timpului de reflecție după reapariția reflecției caracteristice în partea de nord a zonei de întrerupere, ceea ce denotă ridicarea părții de nord.

Întreruperea sau schimbarea formei de înregistrare a reflecției caracteristice este, uneori, însoțită și de apariția unor impulsuri cu sinfaze mai înclinate, discordante față de sinfazele reflecției caracteristice. Totodată se observă că în zona de dispariție a reflecției caracteristice se răresc și reflecțiile mai tîrzii, de la orizonturi mai adînci din cretacic. Aceste observații sugerează legătura dintre zonele de dispariție a reflecțiilor și accidentele rupturale din cretacic, reflectate la limita cu neogenul platformei.

Pentru ilustrarea acestor corelații sînt prezentate seismograme (fig. 2, 3 și 4) din zonele de întrerupere a orizontului de referință, pe trei profile nord-sud : profilul 5 Chiroiu—Ciorani, profilul 12 Petrichioaia, profilul 20 Săftica—Periș.

Se remarcă aspectul reflecției caracteristice înainte (fig. 2 *a*, 3 *a* și 4 *a*) și după zona de întrerupere (fig. 2 *d*, 3 *d* și 4 *c*).

Se constată de asemenea prezența sinfazelor foarte înclinate și discordante care se manifestă în zonele de întrerupere a orizontului „C". Pe figura 3 *c* se poate observa dispariția bruscă a reflecției caracteristice

pe ultimele patru canale și o sinfază discordantă la un timp mai mare. În figurile 2 *b*, 3 *b* și 4 *b* sînt prezentate seismograme pe care nu apare deloc reflecția caracteristică, fiind indicat intervalul de timp în care ea ar fi trebuit să se manifeste.

Pe harta structurală construită la orizontul de referință al reflecției caracteristice „C" se conturează zonele de dispariție a reflecției caracteristice. Izobatele arată caracterul monoclinal și sensul regional de scufundare spre nord. Pe liniile de întrerupere, izobatele arată importanța decalajelor între diferitele compartimente faliate. Zonele de întrerupere, respectiv faliile, au o orientare aproximativ est-vest și produc denivelări relativ bruște, cu decalaje pînă la 300 m. Datorită faptului că reflecția caracteristică pierde din continuitate în regiunile mai scufundate de la nord, identificarea întreruperilor legate de zonele de dispariție este mai dificilă și face să scadă valoarea acestor corelații.

În sprijinul corelației dintre zonele de întrerupere a reflecției caracteristice și prezența faliilor, ne bazăm pe următoarele considerente :

— Continuitatea reflecției caracteristice în afara zonelor de întrerupere, după care se poate stabili și decalajul faliei.

— Apariția unor impulsuri cu sinfaze discordante și cu înclinări mai mari în zonele de întrerupere, ce atestă producerea unor unde difractate sau, mai puțin probabil, a unor unde reflectate pe suprafețele de ruptură (falii). Un studiu amănunțit al acestor unde nu se poate face, deoarece pe baza materialului existent nu se pot urmări aceste unde pe distanțe mai mari ; în acest scop era necesar să se facă un sistem adecvat de observații pe teren.

— Apariția constantă pe toată suprafața cercetată a reflecțiilor din cuvertura neogenă, atît în afara cît și în limitele zonelor de întrerupere a reflecției caracteristice, arată că lipsa reflecției caracteristice de la suprafața cretacicului în aceste zone nu se poate atribui unor condiții nefavorabile de suprafață, ci unor accidente rupturale (falii) în cretacic, care nu afectează cuvertura neogenă.

În opoziție cu justificarea arătată mai sus, se poate concepe că zonele de întrerupere a reflecției caracteristice de la limita cretacic-neogen pot să apară nu numai datorită prezenței faliilor, ci și schimbării condițiilor fizice de la limita acestor formațiuni, datorite proceselor de eroziune și resedimentare pe loc a materialului de roci provenite din platforma cretacică, de-a lungul unor faleze preneogene. Materialul din cretacic, produs prin spălarea falezelor, poate să constituie o pătură intermediară între calcarele cretacice și marnele nisipoase neogene, care schimbă caracterul tranșant al limitei și al contrastului seismic în zonele de întrerupere a reflecției caracteristice. Această situație poate să dea loc la întreruperea reflecției caracteristice în zonele „mute". Observăm însă că formarea falezelor pe o platformă de cîmpie întinsă nu se poate explica numai prin oscilațiile țărmului ; trebuie să admitem că mișcările de oscilație au generat rupturi radiale în platforma cretacică, după care s-au putut forma faleze pe faliile de rejet vertical.

Pe de altă parte, observăm că zonele de întrerupere nu pun totdeauna în evidență rejetul vertical ; în lipsa rejetului, după cele arătate,

nu putem admite formarea falezelor cu depunere de material clastic care să atenueze contrastul elastic la limita cretacic-neogen. Prin urmare, ipoteza „falezelor" poate să explice întreruperile numai în prezența faliilor cu rejet.

Reflecția caracteristică separă pe seismograme două grupe de reflecții :

a) Reflecțiile mai timpurii celei caracteristice se pot corela continuu pe distanțe pînă la 3 km și provin de la orizonturi din mio-pliocen, care sînt din ce în ce mai numeroase și mai mult înclinate către N, pe măsura scufundării cretacicului platformei. Acest fapt pune în evidență îngroșarea cuverturii neogene și posibilitatea efilării unor formațiuni din seriile neogenului. Limita lor nu se poate stabili cu precizie, deoarece reflecțiile din neogen sînt fragmentare. Limitele efilărilor s-ar pune în evidență în acest caz prin forajul de prospecțiune. Secțiunile seismice numărul 5, 20 și 24 din figurile 5, 6 și 7 ilustrează cele de mai sus.

b) Reflecțiile mai tîrzii decît cea caracteristică provin din mezozoic și sînt mai puțin numeroase și mai discontinue decît cele din neogen. Pe profilele nord-sud, elementele reflectatoare din mezozoic sînt concordante cu orizontul caracteristic. Pe profilele est-vest, ele schițează largi ondulații majore de anticlinal (A_i) și de sinclinal (S), care se identifică cu ondulațiile orizontului caracteristic (A_1, S_1, S_2) la nivelul limitei cretacic-neogen, sau cu ondulații mai adînci cu axele deplasate (A_3, A_4), ce pun în evidență două suprafețe de discordanță în mezozoic la adîncimi sub nivelul mării de 2 200 (A_3) și 4 200 m (A_4), respectiv de 600 și 2 800 m sub limita cretacic-neogen (fig. 8). Se observă că închiderea anticlinalului major (A_1) este de circa 300 m la circa 10 km distanță de axa sinclinalului, de aceea înclinările flancurilor sînt foarte mici și apropiate de limita erorilor acestei lucrări (fig. 8).

Pe același profil (IV), pe flancurile ridicării majore, în sinclinorii, orizontul caracteristic prezintă ondulații minore, care se urmăresc și pe harta structurală prin unele sinuozități ale izobatelor.

Frecvent în vestul regiunii, mai rar în est, se poate urmări în mod continuu o reflecție cu circa 0,4 sec. mai întîrziată decît reflecția caracteristică.

Adeseori la un timp dublu decît al reflecției caracteristice, apare o altă reflecție care după caracterele ei de înscriere pare a fi o multiplă de ordinul doi a reflecției caracteristice.

La orizontul caracteristic, corespunzător limitei miocen-cretacic, a fost construită o hartă structurală la scara 1 : 100 000. În regiunea de la nord de Moara-Săracă nu dispunem de un material corespunzător de cercetare pentru identificarea reflecției caracteristice, de aceea harta prezintă aici o lacună.

CONCLUZII

Rezultatele interpretării materialului seismic obținut în zona cercetată ne conduc la următoarele concluzii geologice :

1. Limita cretacic-neogen se scufundă spre nord cu o pantă de circa 7%, controlată și prin datele forajului și concomitent cuvertura neogenă

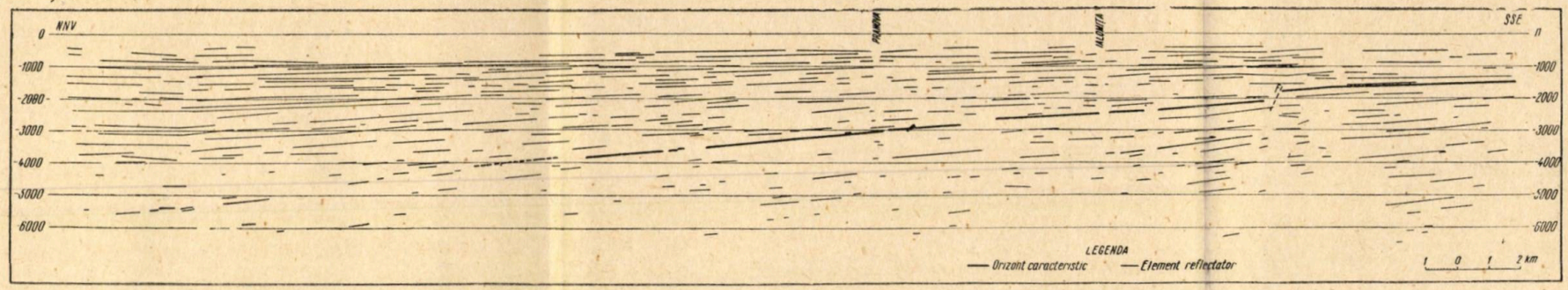


Fig. 5. — Secțiunea 5.

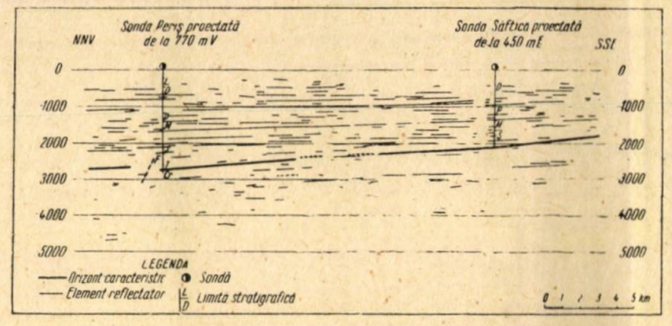


Fig. 6. — Secțiunea 20.

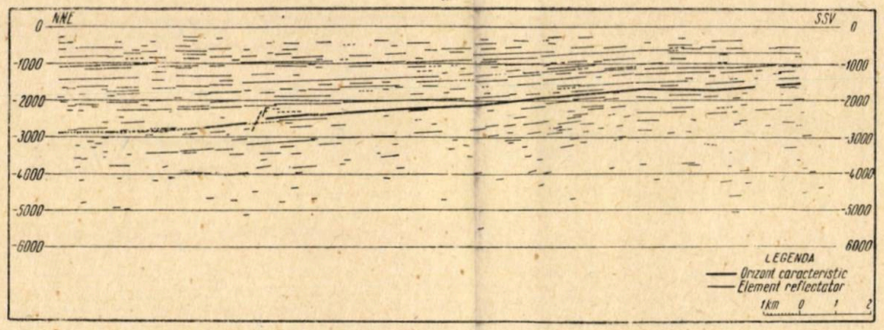


Fig. 7. — Secțiunea 24.

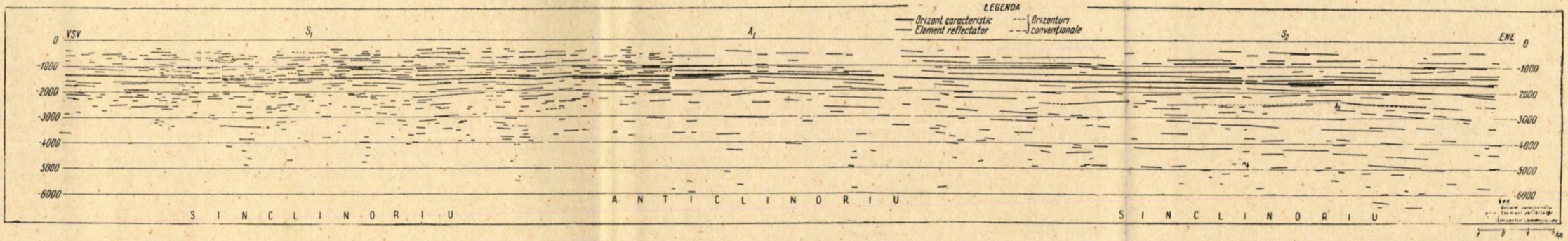


Fig. 8. — Secțiunea IV.

se îngroaşă cu un gradient de circa 50 m/km. Se observă tendinţa de efilare în ansamblu a depozitelor neogene, dar nu se pot preciza — după datele seismice — care orizonturi se efilează mai mult, de aceea nu s-au putut trasa limitele de reducere respective.

2. Limita între neogen şi cretacic apare ca o suprafaţă de discordanţă prin faptul că neogenul se îngroaşă în depresiune, prin dezvoltarea unor termeni stratigrafici mai vechi. În secţiunile seismice nu apare în mod evident o discordanţă unghiulară. Acest fapt arată că apele neogenului au transgredat pe o suprafaţă structurală a cretacicului.

3. În mezozoic, suprafeţele reflectatoare sînt în general concordante cu cele din neogen, dar ele schiţează uneori largi ondulaţii transversale pe direcţia monoclinalului platformei ; aceste ondulaţii mulează, probabil, un relief mai vechi al fundamentului moesic.

4. Suprafaţa cretacicului este afectată de falii cu orientare aproximativă est-vest, de-a lungul cărora compartimentele nordice sînt mai coborîte, prezentînd rejeturi de maximum 300 m (vest Urziceni), cu excepţia faliei de la Periş unde, local, compartimentul nordic este mai ridicat decît cel sudic.

5. În legătură cu obiectivele economice, considerăm interesante pentru explorarea hidrocarburilor naturale zonele de întrerupere ale orizontului caracteristic, ce pun în evidenţă faliile cretacicului. Aceste falii au putut constitui căi de migraţie pentru hidrocarburi. Este posibil ca în aceste zone să existe condiţii favorabile şi pentru formarea unor capcane de tip litologic legate de faleze, sau de falii cu rejet, la limita cretacic-neogen. Sondele amplasate în zonele de întrerupere, pe faliile cretacicului, au manifestat hidrocarburi gazoase din neogen pe cînd cele forate în afara lor au fost practic sterile.

Acumularea hidrocarburilor migrate lateral din depresiune, sau pe falii din mezozoic, în legătură cu efilarea nisipurilor neogenului este posibilă, dar nu se pot preciza liniile de închidere litologică.

6. Apar interesante ondulaţiile mezozoicului, în special cele mai adînci. Ele mulează probabil relieful fundamentului moesic şi atestă existenţa unor direcţii structurale vechi, orientate după planul tectonic al fundamentului Dobrogei.

К ИЗУЧЕНИЮ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ МИЗИЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В ЗОНЕ УРЗИЧЕНЬ — МОАРА-СЭРАКЭ — БУФТЯ (ОБЛ. БУХАРЕСТ) ПО СЕЙСМОМЕТРИЧЕСКИМ ДАННЫМ

РЕЗЮМЕ

Работа содержит геологические результаты детальной сейсмической разведки, проведенной в северо-восточной части Мизийской платформы методом отраженных волн. Сейсмометрические данные приносят некоторые уточнения по поводу погружения к северу мио-

плиоценового покрова платформы, а также выявляет уточнение этих отложений без того, чтобы указать до каких пределов идет это уточнение. Устанавливается, что отражающие поверхности Мезозоя согласны с неогеновыми. Намечаются широкие ондуляции, поперечно расположенные по отношению к общему простиранию платформенного моноклина. Выявляются зоны перерыва характерного горизонта на границе миоцен-мел, приписанные существованию некоторых сбросов, прорезающих мезозойские отложения, с восточно-западным простиранием и максимальной высотой слияния в 300 м. Исключая сброс Периш, северные участки понижены. Эти зоны разрыва считаются интересными с экономической точки зрения, так как в связи с ними могут существовать благоприятные условия для образования литологических ловушек для углеводородов, мигрированных из мезозоя по этим разломам или же из депрессии.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Профили буровых скважин описанной области.

Рис. 2. — Примеры сейсмограмм, иллюстрирующие перерыв отражения „*c*" в профиле 20.

a — сейсмограмма перед зоной перерыва.

b — сейсмограмма в зоне перерыва.

c — сейсмограмма вблизи зоны перерыва с характерными отражениями и несогласными синфазами.

d — сейсмограмма после зоны перерыва.

Рис. 3. — Примеры сейсмограмм в зоне перерыва в профиле № 12. *a* — сейсмограмма перед зоной перерыва отражения „C". *b* и *c* — сейсмограммы в продолжении корреляции, выявляющие перерыв характерного горизонта и несогласные синфазы.

d — сейсмограмма после зоны перерыва.

Рис. 4. — Примеры сейсмограмм в зоне перерыва в профиле № 5.

a — сейсмограмма перед зоной перерыва,

b — сейсмограмма в зоне перерыва с интерферированными колебаниями и несогласными синфазами.

c — сейсмограмма после зоны перерыва.

Рис. 5. — Разрез 5.

Рис. 6. — Разрез 20.

Рис. 7. — Разрез 24.

Рис. 8. — Разрез IV.

CONTRIBUTION À LA CONNAISSANCE DE LA STRUCTURE GÉOLOGIQUE DE LA PLATE-FORME MŒSIQUE DANS LA ZONE DE URZICENI—MOARA-SĂRACĂ—BUFTEA (RÉGION DE BUCAREST), D'APRÈS LES DONNÉES SÉISMIQUES

RÉSUMÉ

Le travail comprend les résultats géologiques de la prospection séismique détaillée, exécutée dans la partie nord-est de la Plate-forme Mœsique (suivant la méthode par réflexion). Les données séismiques apportent

des précisions quant au régime d'affaissement vers le nord de la couverture mio-pliocène de la plate-forme et font ressortir la tendance de ces dépôts à s'effiler, sans permettre toutefois de préciser les limites de réduction respective. Les auteurs ont établi que les surfaces réfléchissantes du Mésozoïque sont en général concordantes avec celles du Néogène, ébauchant quelquefois de larges ondulations, transversales par rapport à la direction du monoclinal de la plate-forme. Ils mettent également en évidence des zones d'interruption de l'horizon caractéristique de la limite Miocène-Crétacé, attribuées à l'existence des failles orientées approximativement est-ouest affectant les dépôts mésozoïques et présentant des rejets de 300 m au maximum. A l'exception de la faille de Periş, les compartiments septentrionaux sont plus affaissés. Ces zones de faille sont considérées comme intéressantes au point de vue économique, vu qu'elles contribuent à créer des conditions favorables à la formation de pièges lithologiques pour les hydrocarbures. Ceux-ci ont migré soit des dépôts mésozoïque sur ces failles, soit bien de la depression, par voie latérale.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Profils des sondes emplacées dans la région étudiée.

Fig. 2. — Exemples de séismogrammes illustrant l'interruption de la réflexion « C » sur le profil 20.

a — Séismogramme obtenu devant la zone d'interruption;

b — séismogramme obtenu dans la zone d'interruption;

c — séismogramme obtenu au voisinage de la zone d'interruption, avec la réflexion caractéristique et des synphases discordantes;

d — séismogramme obtenu en arrière de la zone d'interruption.

Fig. 3. — Exemples de séismogrammes obtenus dans la zone d'interruption sur le profil 12.

a — Séismogramme obtenu devant l'interruption de la réflexion « C »;

b et *c* — séismogrammes en continuité de corrélation mettant en évidence l'interruption de l'horizon caractéristique et les synphases discordantes;

d — séismogramme obtenu en arrière de la zone d'interruption.

Fig. 4. — Exemples de séismogrammes obtenus dans la zone d'interruption sur le profil 5.

a — Séismogramme obtenu devant la zone d'interruption;

b — séismogramme obtenu dans la zone d'interruption, à oscillation interférées et synphases discordantes;

c — séismogramme obtenu en arrière de la zone d'interruption.

Fig. 5. — Section 5.

Fig. 6. — Section 20.

Fig. 7. — Section 24.

Fig. 8. — Section IV.

BIBLIOGRAFIE

1. BĂNCILĂ I., *Geologia Carpaţilor Orientali*, Edit. ştiinţifică, Bucureşti, 1958.
2. ОБЛОГИНА Т. И., *О дифрагированных сейсмических волнах*, Прикладная геофизика, вып. 20, 1958.
3. ONCESCU N., *Geologia R.P.R.*, Edit. tehnică, Bucureşti, 1959.

POSIBILITĂȚI DE CERCETARE GEOCHIMICĂ, PRIN CARTAREA GAZELOR DIN SOL, A ZĂCĂMINTELOR DE HIDROCARBURI DIN ZONA URZICENI — MOARA-SĂRACĂ — BUFTEA

DE

M. N. FILIPESCU

Comunicare prezentată de I. GAVĂT, membru corespondent al Academiei R.P.R., în ședința din 13 noiembrie 1962

INTRODUCERE

Începînd din anul 1954 s-a introdus la Comitetul geologic cu titlul experimental prospectarea zăcămintelor de petrol și gaze prin metodele geochimice. Aceste metode au fost elaborate de către cercetătorii sovietici V. A. Sokolov, V. N. Florovskaia și alții în urmă cu 30 ani; utilizarea lor pe o scară mai largă s-a făcut în ultimele două decenii, din necesitatea de a se avea mai multe date în legătură cu cercetarea zăcămintelor de țiței și gaze.

Metodele de cercetare geologice și geofizice ne dau indicații în legătură cu prezența, forma și întinderea structurilor geologice, fără însă a ne putea preciza dacă aceste structuri sînt purtătoare de țiței sau de gaze. Din această cauză s-a întîmplat de multe ori ca forajele, executate pe baza datelor geologice sau geofizice, să nu dea indicații despre existența zăcămîntului de hidrocarburi, după cum s-a putut întîmpla și invers în zone în care metodele geologice sau geofizice n-au descoperit structuri favorabile, forajele de adîncime să ducă totuși la descoperirea unor acumulări de hidrocarburi. Aceste acumulări pentru care geologul sau geofizicianul n-are mijloace de detectare sînt obișnuit condiționate de capcanele litologice.

În practica prospecțiunii zăcămintelor de petrol au intervenit noi metode, denumite geochimice, care aduc completări la rezultatele obținute prin celelalte metode de prospecțiune. Metodele geochimice se aplică la detectarea directă a zăcămintelor de hidrocarburi, deoarece ele se bazează pe identificarea în sol a hidrocarburilor migrate din acele zăcăminte, prin rocile acoperitoare. Ele pun pe cercetător în contact direct cu substanțele pe care le urmărește, indiferent dacă acumulările se găsesc situate într-o structură anticlinală sau într-o capcană oarecare.

Cantitățile de hidrocarburi gazoase sau solide care se găsesc de obicei în solul de deasupra zăcămintelor de petrol sînt foarte mici, de aceea pentru detectarea lor este nevoie de o aparatură de mare sensibilitate. Succesul în lucrările de prospectare geochimică constă tocmai în utilizarea unei aparaturi extrem de sensibile, care să poată detecta cele mai mici cantități din substanțele urmărite.

Prospectarea zăcămintelor de petrol pe cale geochimică a fost introdusă în țara noastră pe o scară mai largă după cel de-al doilea război mondial de către Comitetul geologic și experimentate apoi și de M.I.P.Ch. S-au cercetat experimental prin aceste metode atît regiunile cutate cu o constituție geologică binecunoscută datorită cercetărilor geologice și geofizice preexistente, cît și regiuni de platformă cu o tectonică a cuverturii mai liniștită, însă cu structuri acoperite, în care constituția geologică este cunoscută numai parțial din forajele de adîncime și din măsurători geofizice.

În prima grupă de regiuni, așa-numitele regiuni de geosinclinal, cum sînt : Govora, Băbeni, Gura-Șuței, Lopătari, rocile fiind fisurate din cauza cutării, gazele au putut difuza din zăcămînt prin pachetele de strate spre suprafață, dînd naștere la anomalii de gaze în sol.

Din această cauză, rezultatele obținute de noi — prin metodele geochimice — în aceste regiuni au fost întotdeauna satisfăcătoare, obținîndu-se indicații prețioase asupra prezenței acumulărilor de hidrocarburi.

În zonele de platformă, cum sînt Periș—Urziceni, Balta-Albă, Frumușița, Jirlău—Roșiori, în care rocile sînt foarte puțin deranjate, stratele sînt mult mai impermeabile pentru gaze, difuzia gazelor avînd loc pe o scară mai mică, ceea ce are ca urmare obținerea unor anomalii de gaze mai slabe și mai greu de interpretat.

Zona Buftea—Urziceni de care ne ocupăm în această lucrare face parte din a doua grupă de regiuni, avînd toate caracterele unei regiuni de platformă.

Pe lîngă inconvenientul legat de caracterul oricărei regiuni de platformă, mai există aici și alte greutăți, în primul rînd adîncimea mare la care se găsesc acumulările de gaze, iar în al doilea rînd regiunea prezintă o serie de zone mlăștinoase în care substanța organică în descompunere este generatoare și de gaz metan.

Cu toate aceste dificultăți, cercetările geochimice efectuate de noi în zona Periș—Urziceni au condus la unele rezultate care credem că prezintă un interes deosebit atît în legătură cu modul de formare și cu forma anoma-

liilor de gaze din sol, precum și cu poziția lor față de zăcămînt, cît și din punct de vedere practic pentru delimitarea zonelor cu acumulări de hidrocarburi.

Lucrările geochimice în zona Periș—Urziceni au început în anul 1955 și s-au continuat în mai multe etape pînă în anul 1958, de către o echipă a Întreprinderii de prospecțiuni și laboratoare a Comitetului geologic, condusă de autor și mai tîrziu de către C. Dumitrescu, la care au participat M. Aurelian și N. Dumitrașcu, chimiști; I. Vincențiu și I. Saramet, laboranți. Rezultatele obținute au fost trecute în trei rapoarte înaintate Comitetului geologic.

Primul raport cuprinde rezultatele lucrărilor executate în anul 1955 în sectorul Periș; al doilea raport a fost întocmit în anul 1957 și cuprinde rezultatele cercetărilor în sectorul Snagov—Moara-Săracă și al treilea raport, cu rezultatele cercetărilor din anul 1958, se referă la sectorul Fierbinți—Urziceni.

Cercetările au avut ca rezultat obținerea unor anomalii de gaze orientate E—V sau NV—SE. Legătura acestor anomalii cu constituția geologică a regiunii sau cu acumulările de hidrocarburi din subsol nu s-a putut face în acea vreme decît într-o mică măsură din lipsa datelor geologice, lucrările de explorare fiind foarte reduse: o sondă la Periș, una la Moara-Săracă și două la Urziceni.

Corelația a fost posibilă de-abia în anul 1960, după doi ani de la terminarea lucrărilor, cînd s-au putut pune alături pe hartă rezultatele noastre cu cele ale măsurătorilor seismice executate în această regiune în anul 1959 de către o echipă a Întreprinderii de prospecțiuni și laboratoare a Comitetului geologic [1]. Prin această corelație, anomaliile geochimice identificate de noi în regiunea Periș—Urziceni capătă o deosebită semnificație, dîndu-ne o imagine nouă asupra modului de repartiție a acumulărilor de hidrocarburi în regiunea cercetată și o înțelegere mai bună a mecanismului de formare a anomaliilor de gaze în regiunile de platformă, precum și a modului lor de repartiție. După terminarea lucrărilor noastre, în această regiune s-au întreprins o serie de lucrări de prospectare geofizică [2] și geochimică [3] de către Întreprinderea de laboratoare geologice a M.I.P.Ch., precum și noi lucrări de explorare prin foraj.

Zona cercetată de noi este limitată la vest de o linie nord-sud care trece pe lîngă localitatea Movila; la est de o linie nord-sud care trece pe la vest de Urziceni; la nord zona cercetată se limitează pe o linie est-vest care trece pe la nord de Periș, la sud de Tîncăbești, la sud de localitățile Gruiu, Meri-Pechi, Patru Frați și la nord de Armășești. La sud, linia care limitează zona cercetată trece pe lîngă localitățile Cocioc, Săftica, Dimieni, Dascălu, Pădurea Balamuci, Movila-Veche și Bărcănești.

[1] P. Constantinescu și colab., *Contribuții la cunoașterea structurii geologice a Platformei Moesice în zona Urziceni — Moara-Săracă — Buftea (reg. București), după datele seismometrice*, acest volum.

[2] I. Tomescu, P. Davidescu și I. Cornea, *Raportul final asupra prospecțiunilor seismice în regiunea S—E Buzău—Urziceni*, Arh. M.I.P.Ch., 1957; I. Tomescu, *Prospecțiuni seismice în zona Urziceni*, Arh. M.I.P.Ch., 1961.

[3] I. Moise, *Experimentarea metodei de prospectare geochimică în regiunea Urziceni*, Arh. M.I.P.Ch., 1960; A. Manilici, *Prospectarea cu ajutorul metodelor geochimice a regiunii Carlojani—Moara-Săracă—Urziceni*, Arh. M.I.P.Ch., 1961.

DATE GEOLOGICE ȘI GEOFIZICE

Studiul geologic al zonei Periș—Urziceni se bazează pe datele forajelor de adîncime, fiind acoperită cu depozite cuaternare.

Forajele executate în această regiune de către Comitetul geologic și de M.I.P.Ch., pînă la o adîncime de peste 3 200 m, au arătat că în subsolul regiunii, acoperită de cuaternar, sînt prezente următoarele formațiuni geologice: pliocen, miocen, cretacic, jurasic.

Cuaternarul are o grosime de circa 100 m și este acoperit în mare parte de sol brun format dintr-o argilă loessoidă cu o grosime de 2,5 m. Mai jos este format dintr-o marnă argiloasă galbenă, fin micacee, local nisipoasă și din pietrișuri cu elemente de mărimi diferite.

Pliocenul este reprezentat prin toate etajele (levantin, dacian, pontian, meoțian) avînd o grosime de 1 600 m la Periș și de 1 800 m la Urziceni.

Miocenul începe de la o adîncime cuprinsă între 1 700 și 1 900 m și este reprezentat în cea mai mare parte de sarmațian și, probabil, de tortonian.

Sarmațianul are la Periș o grosime de 1 000 m, iar spre est se subțiază ajungînd la Urziceni la o grosime de 900 m. El este format dintr-o marnă cenușie intercalată cu nisipuri fine, în bancuri cu grosimi diferite.

Cretacicul a fost întîlnit cu cele trei subdiviziuni ale sale: cretacic superior (senonian), cretacic mediu (turonian, cenomanian și albian) și cretacic inferior (aptian, barremian).

Cretacicul superior este format din calcare cenușii și albicioase-verzui cu filme de marne cenușii-verzui, în grosime de circa 100 m la Urziceni.

Cretacicul mediu este format și el tot din aceleași calcare cenușii cu intercalații slabe de marne; are o grosime de aproximativ 100 m.

Cretacicul inferior este format din calcare organogene cenușii-verzui, albe-gălbui, cu diaclaze de calcit.

Jurasicul a fost forat pe o grosime de 400 m și este format din calcare gălbui-albicioase, zaharoide și calcare dolomitice.

Măsurătorile seismice executate în această regiune de către o echipă a Întreprinderii de prospecțiuni și laboratoare a Comitetului geologic au condus la următoarele rezultate:

1. Cuvertura sedimentară prezintă o cădere ușoară către nord. Limita miocen-cretacic prezintă trei zone de discontinuități puse pe seama unor praguri (faleze), cu orientare ENE—VSV, zone care ar putea realiza capcane pentru hidrocarburi.

2. După forma izobatelor, care au fost construite la limita miocen-cretacic, se poate constata că denivelarea produsă prin formarea acestor praguri este de circa 300—350 m, pentru accidentul din sudul regiunii, și de 100—150 m pentru cel din nord.

3. Sub cuvertura neogenă se observă o altă tendință de orientare a structurii geologice, marcată pe harta seismică printr-o serie de anti-

clinale din mezozoic cu orientare aproximativ meridiană. Aceste anticlinale mezozoice au o înclinare a flancurilor foarte slabă (1—1,5°).

Forajele de explorare au avut ca rezultat descoperirea în regiunea cercetată a unor acumulări de gaze.

DESCRIEREA LUCRĂRILOR DE TEREN

În zona Buftea—Moara-Săracă—Urziceni s-au executat o serie de foraje de mică adîncime pentru recoltarea probelor de sol din care s-a stabilit apoi conținutul în hidrocarburi gazoase.

Aceste foraje s-au executat de-a lungul unor profile orientate fie de la nord la sud, ca în zona Buftea, fie în rețea, ca în zonele Moara-Săracă și Urziceni.

Profilele au fost așezate între 3 și 5 km distanță unul de altul, iar pe aceste profile au fost fixate stațiile la distanță de 200—300 m. La fiecare stație s-a executat cîte un foraj pînă la 2 m adîncime cu ajutorul sondelor pedologice, recoltîndu-se probele de sol sub formă de carote.

La fixarea stațiilor s-au evitat pe cît a fost posibil terenurile cultivate, solurile impurificate, solurile nisipoase și aerate, porniturile și terenurile nisipoase. Probele au fost introduse în borcane de sticlă prevăzute cu capac cu ghivent, închise ermetic; aceste probe au fost analizate în laborator.

Pentru a ne da seama în ce măsură au influențat erupțiile de gaz metan provocate în sondele din această zonă asupra formei și mărimii anomaliilor de gaze, prin impregnare cu metan a solului înconjurător, s-au executat în zonele afectate ridicări de probe de sol la intervale de 6 pînă la 12 luni după erupție.

Rezultatele determinărilor de gaz metan din aceste probe au fost comparate cu rezultatele analizei probelor recoltate în anul 1956, adică înainte de erupție. Compararea acestor rezultate ne-a arătat că conținutul în metan al probelor recoltate din zona presupusă impregnată după erupție sînt de același ordin cu rezultatele analizelor probelor recoltate înainte de erupție.

Aceste date ne-au condus la concluzia că erupțiile de gaz metan nu impurifică solul înconjurător, sau chiar dacă aceste impurificări au avut loc, ele au durat numai pe timpul erupției; scurt timp după aceea, solul păstrează numai cantitățile corespunzătoare echilibrului între cantitatea de gaz metan liberă și cea adsorbită conform legii lui Henry, cantitate care corespunde valorii de fond a regiunii. Aceste observații ne-au fost confirmate și de măsurătorile noastre executate în regiunea Craiova, unde, la scurt timp după încetarea erupției de gaz metan, nu s-au mai găsit în solul înconjurător cantități anomale din acest gaz.

Cu totul altfel se prezintă situația la erupția gazelor naturale care conțin și hidrocarburi gazoase grele (etan, propan, butan). Astfel, în terenul înconjurător al unei sonde care a erupt gaze în regiunea Gura-

Șuței, s-au găsit hidrocarburi doi ani după ce a avut loc erupția. Fenomenul se explică în primul rînd prin energia de adsorbție a metanului, care este mult mai mare ca a celorlalte hidrocarburi. Din această cauză metanul este mult mai puțin reținut de către particulele de sol sau de rocă.

ANALIZA CAROTELOR DIN SOL

Carotele au fost analizate pentru conținutul lor în hidrocarburi gazoase de către un colectiv de chimiști condus de autor și format din: E. Mănișor, M. Codarcea, A. Zadurian și laborant I. Vincențiu. Carotele au fost mai întîi degazificate, în gazul extras determinîndu-se totalitatea hidrocarburilor conținute. Microdozarea hidrocarburilor s-a făcut după o metodă pusă la punct în Laboratorul de gaze al Comitetului geologic. Metoda folosită, care a făcut obiectul unei invenții [1], se bazează pe clorurarea hidrocarburilor cu ajutorul clorului molecular și dozarea nefenometrică a acidului clorhidric care ia naștere în reacția de clorurare.

În stadiul actual al cercetării, metoda nu permite determinarea separată a metanului în prezența celorlalte hidrocarburi gazoase (etan, propan, butan). Deși din aceste motive rezultatele analizelor au fost exprimate în metan, ele reprezintă în realitate cantitatea totală de hidrocarburi gazoase care se găsește în proba supusă analizei.

În alte țări se utilizează la microanaliza gazelor din sol metode fizico-chimice, care se bazează pe arderea catalitică a hidrocarburilor și prinderea gazului CO_2 rezultat într-o soluție de hidrat de bariu. Măsurarea cantității de CO_2 sau a excesului de $Ba(OH)_2$ se face titrimetric (3), colorimetric (1) sau potențiometric (2).

Metodele fizice n-au căpătat încă o extindere prea mare în acest domeniu, fie din lipsa sensibilității necesare, cum este cazul metodei cromatografiei de gaze, fie pentru că aparatura este mult prea complicată și costisitoare, cum este cazul spectrometriei de masă.

Față de metodele mai sus-arătate, metoda utilizată de noi are marele avantaj că cere o aparatură extrem de simplă și ușor de construit cu materialele pe care le avem în țară. Sensibilitatea ei este de 20×10^{-5} cm^3 hidrocarburi, eroarea de $\pm$ 10%, iar durata unei analize este de 2 ore. Pînă în prezent metoda clorurării este singura utilizată în țara noastră la cartarea hidrocarburilor din sol.

Cantitatea de hidrocarburi gazoase găsită în carotele recoltate a fost dată pe stație sub formă de indici. De exemplu, o probă cu 0,00235 cm^3 metan la 100 g probă s-a însemnat pe hartă cu indicele 235. Această valoare am denumit-o indicele stației respective și reprezintă concentrația hidrocarburilor saturate în 100 g probă de sol, exprimată în 1×10^{-5} cm^3 metan. Față de sensibilitatea metodei de analiză, valorile anomaliilor de gaze sînt de multe zeci de ori mai mari. Unitatea luată pentru indicele de gaze al stației este arbitrară.

[1] M. Filipescu, E. Mănișor, M. Codarcea și M. Aurelian, *Aparat pentru microdozarea hidrocarburilor*, Oficiul de stat pentru invenții, dos. nr. 42 425/1959.

INTERPRETAREA REZULTATELOR ANALIZELOR

Pe harta zonei Buftea—Urziceni s-au înregistrat valorile indicilor geochimici așa cum au fost obținute prin analiza probelor recoltate. Pentru aceasta, în dreptul stației respective s-au trecut, sub forma unor segmente de dreaptă, valoarea indicilor corespunzători, lungimea segmentului fiind proporțională cu valoarea indicelui. Prin încercuirea stațiilor cu indici anomali, pe hartă, s-au obținut o serie de suprafețe hașurate (fig. 1), care cuprind în interiorul lor majoritatea stațiilor cu indici anomali, suprafețe care conturează anomaliile de gaze. Prin indici anomali înțelegem acei indici mai mari decît valoarea de fond, care în zona Buftea—Urziceni au, după determinările noastre, valori cuprinse între 30 și 60.10^{-5} cm^3 hidrocarburi la 100 g sol. Pe harta privind zona Buftea—Urziceni se prezintă anomaliile de gaze obținute. Pe aceeași hartă s-au trasat rezultatele măsurătorilor seismice ca zone de întrerupere a orizontului seismic de referință, caracteristic pentru limita miocen-cretacic.

Comparînd modul cum sînt situate zonele de întrerupere a reflecției caracteristice de la limita miocen-cretacic cu așezarea anomaliilor de gaze, se observă următoarele :

Repartiția anomaliilor geochimice, ca direcție de dezvoltare, este în unele cazuri legată de aceea a zonelor de întrerupere considerate ; anomaliile de gaze care însoțesc zonele de întrerupere uneori le flanchează, iar alteori li se suprapun. Legătura între anomaliile de gaze și zonele de întrerupere considerate se observă și în secțiunile : 16 ; 10 ; 11 ; 3 (fig. 2). Din această corelație se remarcă legătura între valorile maximale ale curbei hidrocarburilor și zonele de întrerupere a orizontului seismic caracteristic.

Așezarea anomaliilor de gaze de o parte și de alta a zonelor de întrerupere a orizontului seismic considerat, și nu deasupra lor, s-ar putea atribui și devierii laterale a curentului difuzional de gaze, prin impermeabilizarea geochimică a păturii de la suprafață, care se explică în felul următor :

Gazele care migrează din acumularea de hidrocarburi, în drumul lor spre suprafață, antrenează și apa mineralizată din porii rocilor străbătute. În apropierea suprafeței solului presiunea scăzînd, o parte din apa antrenată se evaporă depunînd cea mai mare parte din săruri în rocile ce constituie pătura superficială. În felul acesta se formează — deasupra acumulărilor de hidrocarburi din subsol — o zonă mineralizată, mai slab permeabilă. Curentul de gaze poate fi astfel deviat lateral față de verticala zăcămîntului de gaze. Datorită acestui fenomen, anomaliile de gaze se pot dispune cu maximele lor lateral față de acumulările din adîncime. Dacă se ține seamă că zonele de întrerupere remarcate seismic pot forma capcane pentru gaze, se înțeleg unele corelații ce apar pe harta anomaliilor de gaze cu aceste zone. Cu toate acestea, impermeabilizarea geochimică a terenului de la suprafață, așa cum s-a arătat mai sus, este numai una dintre multiplele cauze ce pot influența forma și distribuția anomaliei de gaze[1].

[1] La interpretarea rezultatelor seismice corelate în prezenta lucrare, pe lîngă sugestiile și îndrumările primite de la prof. I. Gavăt, am mai consultat și pe I. Vencov și Miron Popescu de la Comitetul geologic.

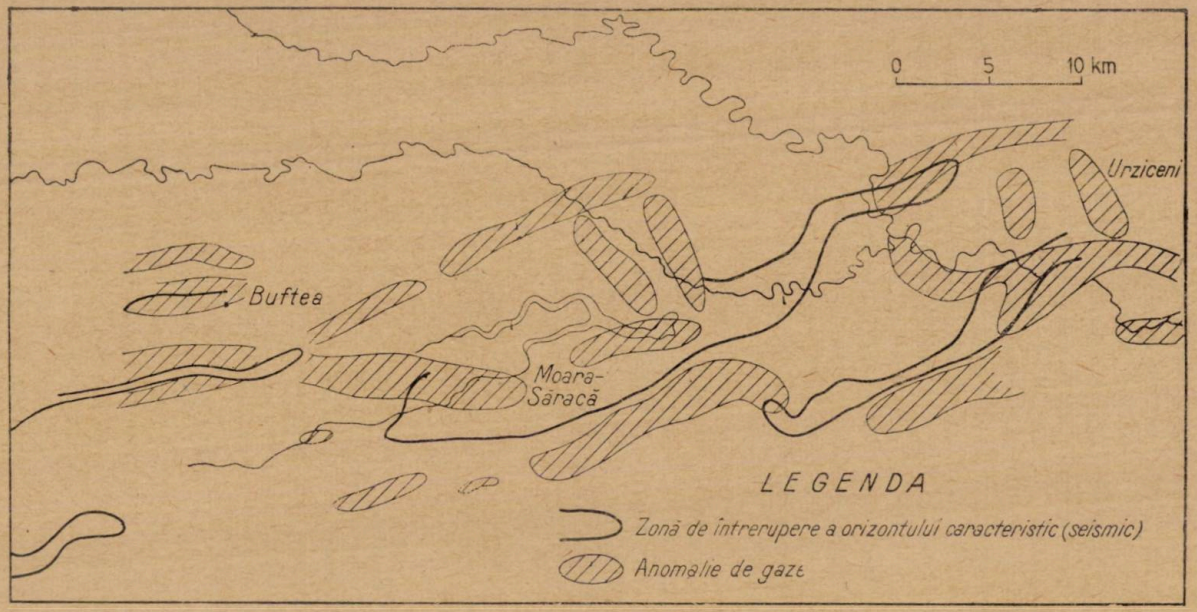


Fig. 1. — Zona Urziceni — Moara-Săracă — Buftea, cu rezultatele măsurătorilor geochimice şi seismice.

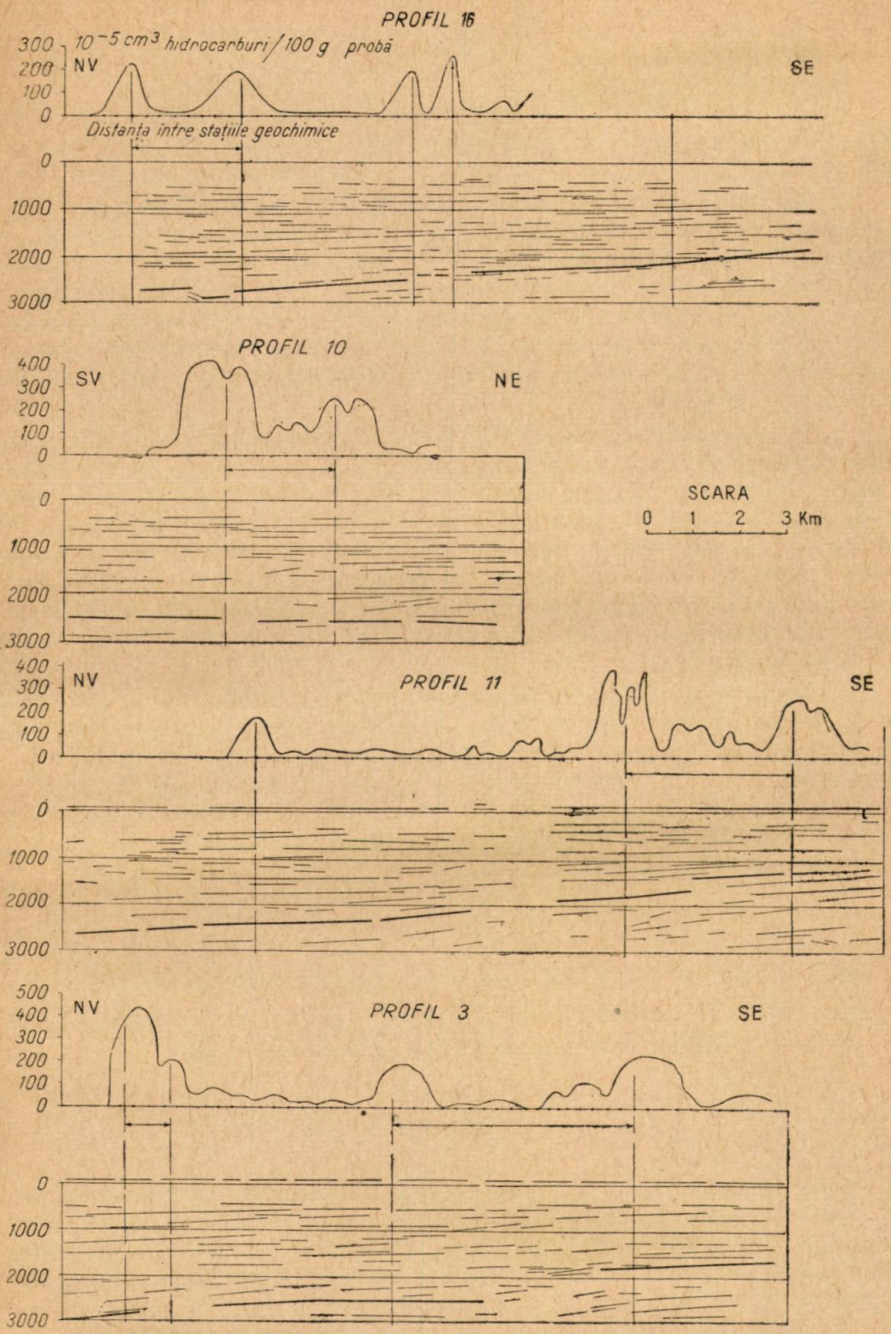


Fig. 2. — Variația concentrației hidrocarburilor gazoase, de-a lungul profilelor seismice 16 ; 10 ; 11 și 3.

CONCLUZII

1. În zona cercetată, sensibilitatea metodei de analiză se învedereză satisfăcător pentru separarea anomaliilor de gaze de valorile de fond, în condițiile de manifestare a microacumulărilor de gaze din sol.

2. Valoarea cartabilă a indicilor de hidrocarburi gazoase din sol nu este influențată de erupțiile de gaz metan provenite din sonde în unele sectoare din zona studiată; excepție fac erupțiile provocate în sondele cu petrol asociat cu gaze ca etan, propan, butan, care în general măresc conținutul total de hidrocarburi gazoase din sol în sectoarele respective. În primul caz, al erupțiilor de metan, forma și intensitatea relativă a anomaliilor de gaze nu sînt sensibil modificate chiar la scurt timp după provocarea erupțiilor.

3. După confruntarea anomaliilor de gaze cu zonele de întrerupere a reflecției caracteristice de la limita miocen-cretacic [1], care pot să coincidă cu unele acumulări de gaze din subsol, se observă în general că anomaliile de gaze din zona Urziceni—Buftea se dispun zonal, de preferință adiacent la accidentele remarcate seismic ca zone de întrerupere a reflecției caracteristice. În unele cazuri ele pot prezenta coincidențe locale; în alte cazuri anomaliile de gaze sînt divagante și dezvoltate mai mult în afara zonelor de întrerupere, fără a prezenta față de cele din urmă o așezare preferențială orientată.

4. După coincidența sondelor productive cu anomaliile de gaze (hașurate pe hartă), remarcăm că toate sondele productive coincid sau se găsesc în imediată apropiere de anomaliile de gaze figurate pe hartă. Se observă totuși că din totalul sondelor săpate pe anomaliile de gaze majoritatea au avut indicații de gaze. La unele dintre aceste sonde lipsa indicațiilor de gaze s-ar putea datora și unor deficiențe de explorare sau de punere în producție.

ГЕОХИМИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УГЛЕВОДОРОДОВ ЗОНЫ УРЗИЧЕНЬ—МОАРА СЭРАКЭ—БУФТЯ МЕТОДОМ СЪЕМКИ ВЫХОДОВ ГАЗА

РЕЗЮМЕ

В работе представлены результаты геохимической разведки, методом съемки выходов газа в зоне Урзичень — Моара Сэракэ — Буфтя в периоде 1956—1958 гг. Они сравниваются с результатами сейсмических измерений в разведочных буровых скважинах, проведенных позднее (1959—1961 гг.).

[1] Aceste zone ne-au fost indicate de P. Constantinescu, T. Păsat, V. Rodina, A. Solomon, M. Solomon și V. Teodorescu.

Отмечается тесная связь между формой и расположением геохимических аномалий газов и зонами перерыва характерного горизонта; газовые аномалии прилегают к зонам сейсмических нарушений.

Также отмечается что большинство скважин с газовыми проявлениями, пробуренных позднее геохимических измерений, находятся внутри или же вблизи газовых аномалий.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Зона Урзичень — Моара Сэракэ — Буфтя; результаты геохимических и сейсмических измерений.

Рис. 2. — Вариация концентрации газообразных углеводородов вдоль сейсмических профилей 16; 10; 11 и 3.

POSSIBILITÉS DE RECHERCHE GÉOCHIMIQUE DES GISEMENTS D'HYDROCARBURES AU MOYEN DES LEVÉS DES GAZ DU SOUS-SOL DANS LA ZONE DE URZICENI—MOARA-SĂRACĂ—BUFTEA

RÉSUMÉ

L'auteur présente les résultats des travaux de prospection géochimique par la méthode des levés pour les gaz, entrepris durant la période de 1956—1958 dans la zone de Urziceni—Moara-Săracă—Buftea et les compare avec les résultats des données séismiques mesurées lors des forages d'exploration exécutés ultérieurement (1959—1961).

Il fait remarquer qu'il y a une liaison étroite entre la forme et les positions des anomalies géochimique des gaz et les zones d'interruption de la réflexion caractéristique; les anomalies des gaz sont adjacentes par rapport aux accidents mis en évidence par les méthodes séismiques.

En outre, l'auteur remarque que la plupart des sondes à manifestations de gaz, forées ultérieurement aux mesures géochimiques, se trouvent à l'intérieur des anomalies des gaz ou dans leur voisinage.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — La zone de Urziceni—Moara-Săracă—Buftea, avec les résultats des mesures géochimiques et séismiques.

Fig. 2. — Variation de la concentration des hydrocarbures gazeux, le long des profils séismiques 16; 10; 11 et 3.

BIBLIOGRAFIE

1. JURANEK J., *Fotokolorimetrisky Plejnovy Mikrochromatograf*, c.s. patent 87 879 R.S.C., Praga, 1961.
2. СОКОЛОВ В. А., *Прямые геометрические методы поисков нефти*, Москва, 1947.
3. ТУРКЕЛТАУБ Н. М., *Хроматографические газоанализаторы*, Москва, 1959.

MŰSZAKI KÖNYVTÁR 1883

LUCRĂRI APĂRUTE ÎN EDITURA ACADEMIEI R.P.R.

ION ATANASIU, **Cutremurele de pământ din Rominia,** 196 p. + 17 pl., 13,70 lei.

VALERIA MICALEVICH-VELCEA, **Masivul Bucegi, Studiul geomorfologic,** 152 p. +18 pl., 15,90 lei.

GH. BOMBIȚĂ, **Contribuții la corelarea eocenului epicontinental în R.P. Romînă,** 115 p. + 8 pl., 6,45 lei.

N. VLAICU - TĂTARIM, **Stratigrafia eocenului din regiunea de la sud-vest de Cluj,** 204 p. + 24 pl., 15 lei.

T. IORGULESCU, N. I. NICULESCU și MARIA PENEȘ, **Vîrsta unor masive de sare din R.P.R.,** 122 p. + 1 pl., 6,10 lei.

AMALIA SZÖKE și LIVIA STECLACI, **Regiunea Toroiaga — Baia — Borșa. Studiu geologic, petrografic, mineralogic și geochimic,** 240 p. + 26 pl., 19 lei.

ION PREDA, **Studiul geologic al regiunii Roșia-Meziad (Munții Pădurea Craiului),** 108 p. + 11 pl., 8,85 lei.

VICTORIA STIOPOL, **Studiul mineralogic și geochimic al complexului filonian din munții Țiblesului,** 95 p. + 3 pl., 4,80 lei.

* * * **Probleme de geografie,** vol. IX, 372, p. + 17 pl., 22,30 lei.

* * * **Probleme de geografie,** vol. X, 311 p. + 13 pl., 31,40 lei.

* * * **Cercetări de pedologie. Lucrările Conferinței de pedologie. București, septembrie 1958,** 678 p. + 20 pl., 34,20 lei.

* * * **Probleme de geofizică,** vol. I, 274 p. + 9 pl., 13,70 lei.

* * * **Probleme de geofizică,** vol. II, 243 p. + 8 pl., 14,50 lei.

P. GÎȘTESCU, **Lacurile din R.P.R. — Geneză și regim hidrologic,** 295 p. + 7 pl., 22 lei.

121

Din

STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE *)

au apărut:

t. I, 1956, 4 n-re (2 n-re duble a 5 lei);
t. II, 1957, 4 n-re (primele 2 n-re a 5 lei; nr. 3—4 dublu, 10 lei);
t. III, 1958, 4 n-re (2 n-re duble a 16 lei);
t. IV, 1959, 2 n-re (a 9 lei);
t. V, 1960, 4 n-re (a 9 lei);
t. VI, 1961, 4 n-re (a 9 lei);
t. VII, 1962, 4 n-re (a 9 lei);
t. VIII, 1963, 2 n-re (a 9 lei).

Numerele curente se găsesc de vînzare

în Bucureşti: la LIBRĂRIA ACADEMIEI
LIBRĂRIA „MIHAIL EMINESCU"
LIBRĂRIA NOASTRĂ nr. 17
LIBRĂRIA NOASTRĂ nr. 4.

în Cluj: la LIBRĂRIA A. S. PUŞKIN

în Iaşi: la LIBRĂRIA „CARTEA RUSĂ"

în Timişoara: la LIBRĂRIA NOASTRĂ nr. 1

precum şi la chioşcurile şi magazinele de difuzare a presei din mediul urban.

Se pot comanda şi prin poştă la librăria

„CARTEA PRIN POŞTĂ"

Bucureşti, str. Biserica Enei nr. 16, raionul 30 Decembrie.

Abonamentele se fac la oficiile poştale, agenţiile poştale, factorii poştali şi difuzorii voluntari din întreprinderi şi instituţii.

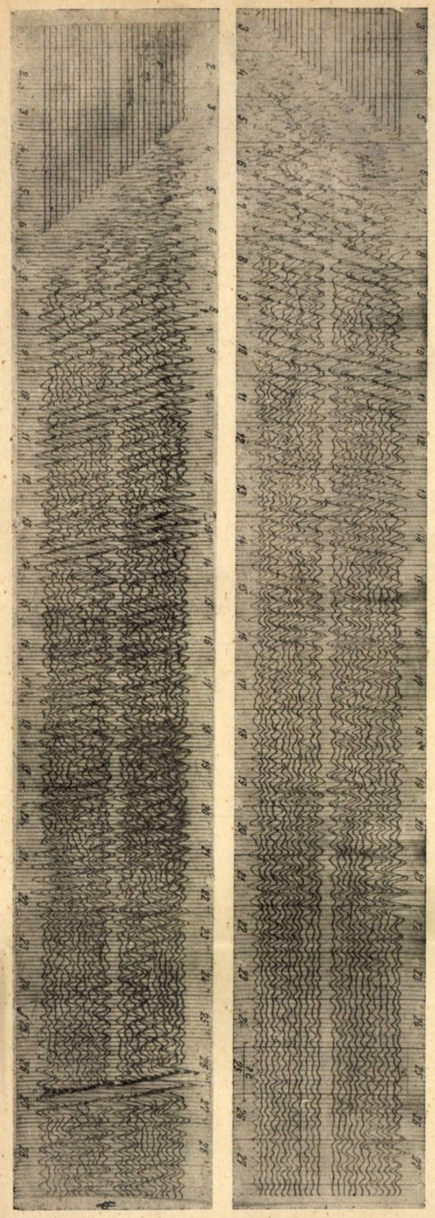
Pentru străinătate, cererile de numere izolate sau de abonamente se fac prin Întreprinderea de stat pentru comerţul exterior „Cartimex" I.S.C.E., str. Aristide Briand nr. 14, sau căsuţa poştală 134—135, Bucureşti.

*) Tomurile I—II au apărut sub titlul: BULETIN ŞTIINŢIFIC, avînd ca subtitlu: SECŢIA DE GEOLOGIE ŞI GEOGRAFIE.

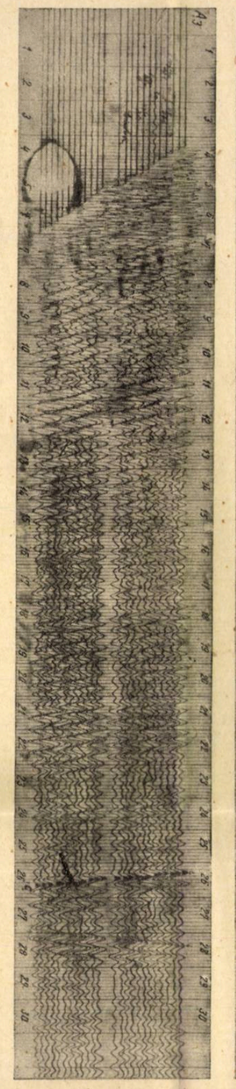
I. P. I. c. 3224

43824

Lei 9 —



a

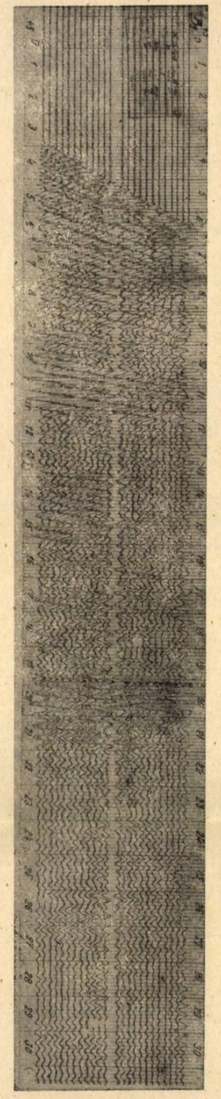


c

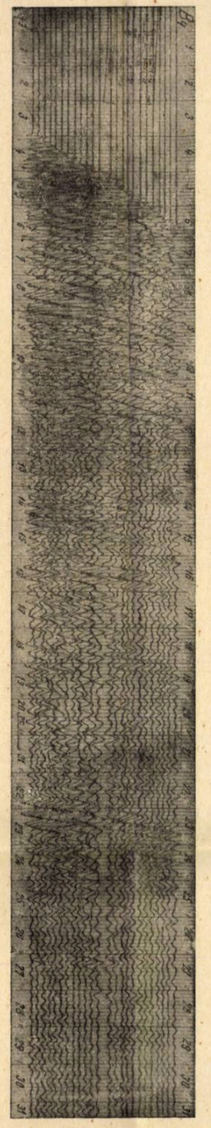
d

Fig. 2. — Exemple de seismograme care ilustrează întreruperea reflecției „C" pe profilul 20.

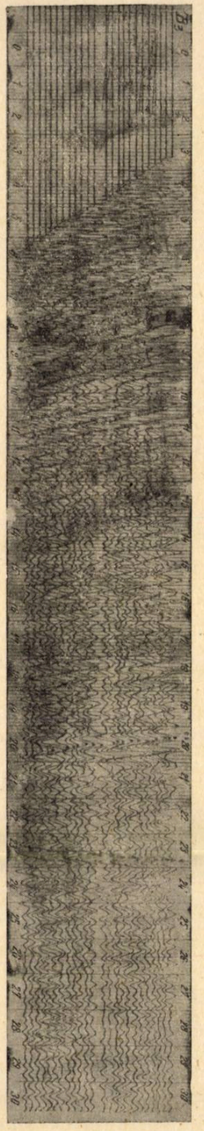
a, Seismogramă, înainte de zona de întrerupere; *b*, seismogramă din zona de întrerupere; *c*, seismogramă din apropierea zonei de întrerupere cu reflecția caracteristică și sinfaze discordante; *d*, seismogramă, după zona de întrerupere.



a



b

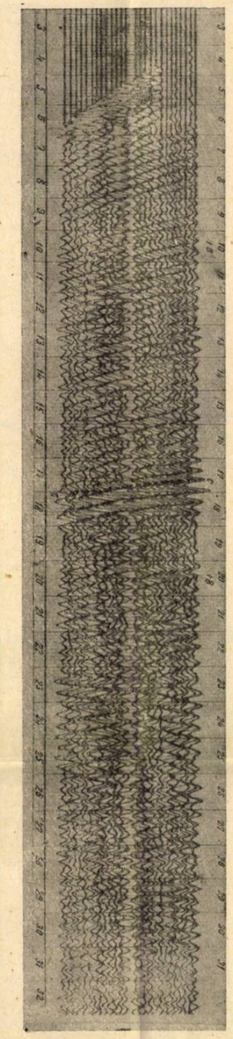


c

d

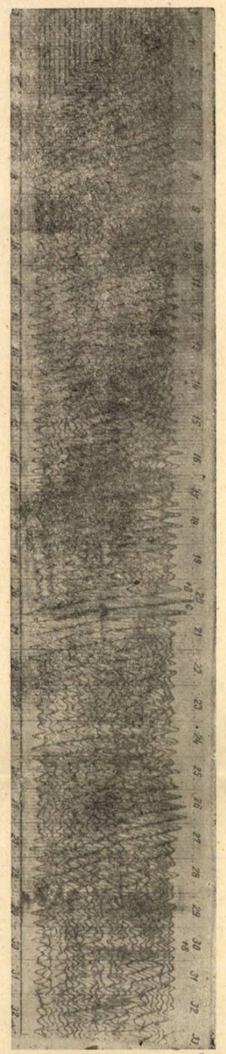
Fig. 3. — Exemple de seismograme din zona de întrerupere de pe profilul 12.

a, Seismogramă, înainte de întreruperea reflecției „C"; *b* și *c*, seismograme în continuitate de corelare, ce pun în evidență întreruperea orizontului caracteristic și sinfazele discordante; *d*, seismogramă, după zona de întrerupere.



a

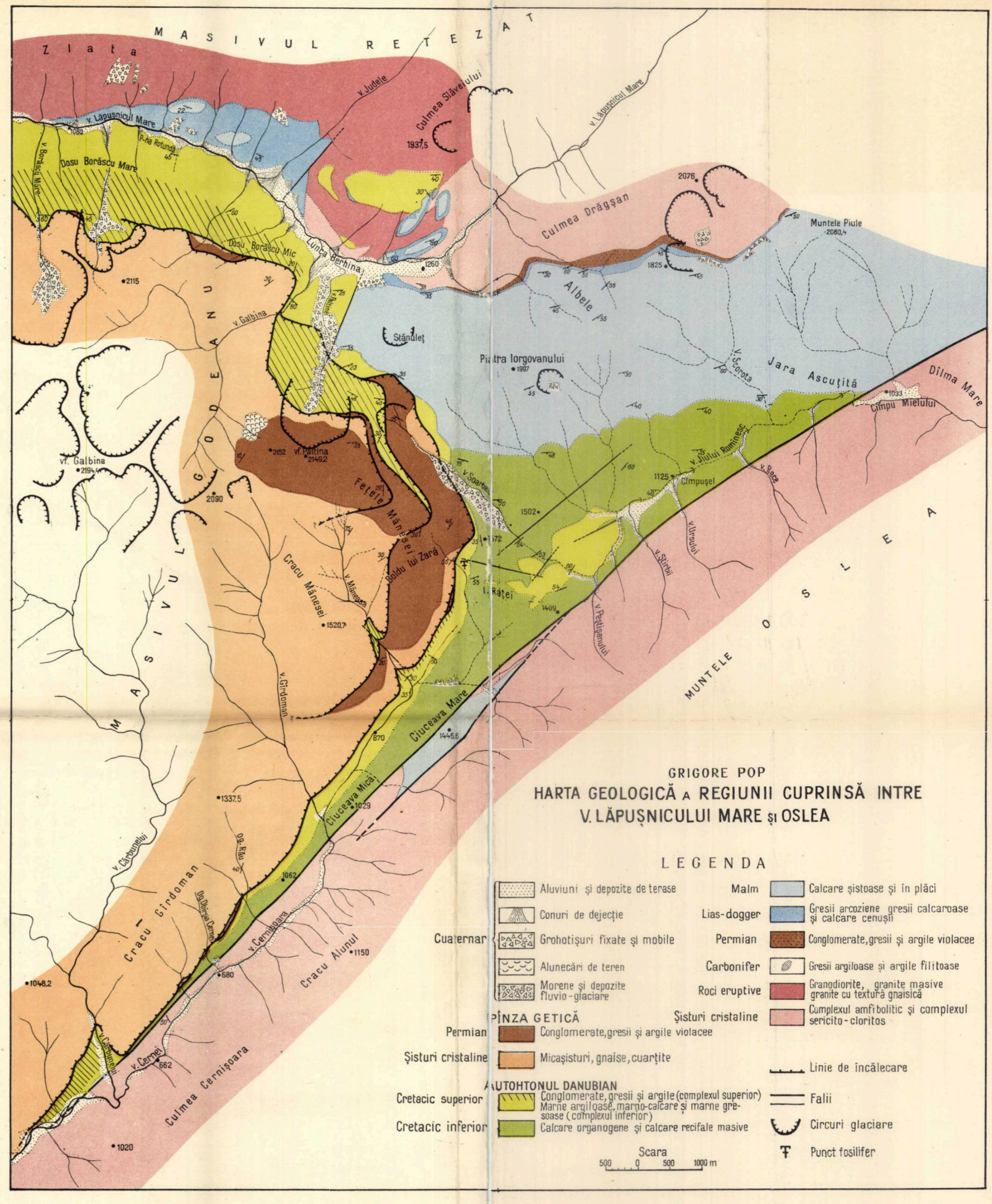
b



c

Fig. 4. — Exemple de seismograme din zona de întrerupere de pe profilul 5.

a, Seismogramă, înainte de zona de întrerupere; *b*, seismogramă, în zona de întrerupere, cu oscilații interferate și sinfaze discordante; *c*, seismogramă, după zona de întrerupere.



GRIGORE POP

HARTA GEOLOGICĂ A REGIUNII CUPRINSĂ INTRE V. LĂPUŞNICULUI MARE ŞI OSLEA

LEGENDA

Cuaternar
- Aluviuni şi depozite de terase
- Conuri de dejecţie
- Grohotişuri fixate şi mobile
- Alunecări de teren
- Morene şi depozite fluvio-glaciare

PÎNZA GETICĂ

Permian
- Conglomerate, gresii şi argile violacee

Şisturi cristaline
- Micaşisturi, gnaise, cuarţite

AUTOHTONUL DANUBIAN

Cretacic superior
- Conglomerate, gresii şi argile (complexul superior) Marne argiloase, marno-calcare şi marne grezoase (complexul inferior)

Cretacic inferior
- Calcare organogene şi calcare recifale masive

Malm
- Calcare şistoase şi în plăci

Lias-dogger
- Gresii arcoziene gresii calcaroase şi calcare cenuşii

Permian
- Conglomerate, gresii şi argile violacee

Carbonifer
- Gresii argiloase şi argile filitoase

Roci eruptive
- Granodiorite, granite masive granite cu textură gnaisică

Şisturi cristaline
- Complexul amfibolitic şi complexul sericito-cloritos

- Linie de încălecare
- Falii
- Circuri glaciare
- Punct fosilifer

Scara
500 0 500 1000 m

Fig. 9

F 1329

ACADEMIA REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

SECȚIA DE GEOLOGIE ȘI GEOGRAFIE
ȘI INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOGRAFIE

4
TOMUL VIII
1963

studii și cercetări de GEOLOGIE

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

ACADEMIA REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

SECŢIA DE GEOLOGIE ŞI GEOGRAFIE
ŞI INSTITUTUL DE GEOLOGIE ŞI GEOGRAFIE

STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE

4

TOMUL VIII

1963

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

COMITETUL DE REDACȚIE

ACADEMICIAN AL. CODARCEA — *redactor responsabil*; ACADEMICIAN N. PETRULIAN — *redactor responsabil adjunct*; ACADEMICIAN M. G. FILIPESCU; I. GAVĂT, membru corespondent al Academiei R.P.R.; ACADEMICIAN M. SAVUL; V. IANOVICI, membru corespondent al Academiei R.P.R., dir. al Institutului de geologie și geografie; GR. RĂILEANU — *membri*; P. ȘOIGAN, cercetător științific — *secretar științific de redacție*.

STUDII ȘI CERCETĂRI DE GEOLOGIE
Apar 4 numere pe an

REDACȚIA:
BUCUREȘTI, Calea Victoriei nr. 125
Telefon 15.06.85

ACADEMIA REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

SECŢIA DE GEOLOGIE ŞI GEOGRAFIE ŞI INSTITUTUL
DE GEOLOGIE ŞI GEOGRAFIE

STUDII ŞI CERCETĂRI
DE
GEOLOGIE

Tomul VIII, nr. 4 1963

SUMAR

Pag.

M. G. FILIPESCU şi JANA SĂNDULESCU, Contribuţii la cunoaşterea flişului cretacic din regiunea Cernatu (Munţii Bodocului) 453

CORIOLAN STOICA, Vîrsta gresiei de Moişa 467

ELENA POPA-DIMIAN, Contribuţii la studiul inoceramilor şi amoniţilor neocretacici din împrejurimile Vinţului (Munţii Apuseni) 475

ELENA MIRĂUŢĂ, Asupra prezenţei unor conodonte în triasicul de la Hagighiol (Dobrogea) 489

N. PETRULIAN, LIVIA STECLACI şi M. IONESCU, Prezenţa reniului în mineralizaţiile de molibden din R.P.R. 499

MIRCEA SAVUL, AURELIA MOVILEANU, IURI DONOS şi MARIA DONOS, Chimismul, distribuţia şi rolul economic al rocilor carbonatice din Dobrogea de sud. II. Rocile senoniene 507

N. D. SEMENENKO, MARCELA DESSILA-CODARCEA, S. G. DEMIDENKO şi B. B. ZEIDIS, Interpretarea geologică a datelor de vîrstă absolută a formaţiunilor cristalofiliene din Carpaţii Meridionali centrali 535

JEANA IONESCU, Studiul valorificării sienitelor alcaline nefelinice de la Ditrău ca înlocuitor al feldspatului în industria ceramică 553

INDEX ALFABETIC 603

EDITURA ACADEMIEI REPUBLICII POPULARE ROMÎNE

ACADÉMIE DE LA RÉPUBLIQUE POPULAIRE ROUMAINE

SECTION DE GÉOLOGIE ET GÉOGRAPHIE ET INSTITUT
DE GÉOLOGIE ET GÉOGRAPHIE

ÉTUDES ET RECHERCHES
DE
GÉOLOGIE

Tome VIII, n° 4 1963

SOMMAIRE

Page

M. G. FILIPESCU et JANA SĂNDULESCU, Contribution à la connaissance du flysch crétacé de la région de Cernatu (monts du Bodoc) 453

CORIOLAN STOICA, L'âge du grès de Moișa 467

ELENA POPA-DIMIAN, Contribution à l'étude des Inocérames et des Ammonites néocrétacés des environs de Vinţu (monts Apuseni) 475

ELENA MIRĂUŢĂ, Sur la présence de quelques Conodontes dans le Triasique de Hagighiol (Dobrogea) 489

N. PETRULIAN, LIVIA STECLACI et M. IONESCU. La présence du rhénium dans les minéralisations de molybdénite de la R.P. Roumaine 499

MIRCEA SAVUL, AURELIA MOVILEANU, IURI DONOS et MARIA DONOS, Chimisme, distribution et rôle économique des roches carbonatées de la Dobrogea méridionale. II. Roches sénoniennes 507

N. D. SEMENENKO, MARCELA DESSILA-CODARCEA, S. G. DEMIDENKO et B. B. ZEIDIS, Interprétation géologique des données concernant l'âge absolu des formations cristallophylliennes des Carpates méridionales centrales 535

JEANA IONESCU, Etude de la mise en valeur des syénites alcalines, néphéliniques de Ditrău pour remplacer le feldspath dans l'industrie céramique . . 553

INDEX ALPHABÉTIQUE 603

ÉDITIONS DE L'ACADÉMIE DE LA RÉPUBLIQUE POPULAIRE ROUMAINE

АКАДЕМИЯ РУМЫНСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ

ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ И ГЕОГРАФИИ И ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОГРАФИИ

ТРУДЫ И ИССЛЕДОВАНИЯ ПО ГЕОЛОГИИ

Том VIII, № 4 1963

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

М. Г. ФИЛИПЕСКУ и ЖАНА СЭНДУЛЕСКУ, К изучению мелового флиша в районе Чернату (горы Бодок) 453

КОРИОЛАН СТОЙКА, Возраст песчаников типа Мойша 467

ЕЛЕНА ПОПА-ДИМИАН, К изучению иноцерамовой и аммонитовой фауны в верхнемеловых отложениях в окрестностях с. Винцу (Западные горы) 475

ЕЛЕНА МИРЭУЦЭ, О присутствии некоторых видов конодонтов в отложениях триаса в районе Хаджигиол (Добруджа) 489

Н. ПЕТРУЛИАН, ЛИВИЯ СТЕКЛАЧ и М. ИОНЕСКУ, Присутствие рения в молибденовом оруденении в РНР 499

МИРЧА САВУЛ, АУРЕЛИЯ МОВИЛЯНУ, ЮРИЙ ДОНОС и МАРИЯ ДОНОС, Химизм, распространение и экономическое значение карбонатных пород южной Добруджи. II. Породы сенона 507

Н. Д. СЕМЕНЕНКО, МАРЧЕЛА ДЕССИЛА-КОДАРЧА, С. Г. ДЕМИДЕНКО и Б. Б. ЗЕЙДИС, Геологическая интерпретация данных об абсолютном возрасте кристаллических слянцев в центральной части Южных Карпат. 535

ЖАНА ИОНЕСКУ, Исследования по освоению щелочных нефелиновых сиенитов массива Дитрэу для замены полевых шпатов в керамической промышленности 553

АЛФАВИТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ 603

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ РУМЫНСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ

CONTRIBUȚII LA CUNOAȘTEREA FLIȘULUI CRETACIC DIN REGIUNEA CERNATU (MUNȚII BODOCULUI)

DE

ACADEMICIAN M. G. FILIPESCU și JANA SĂNDULESCU

Comunicare prezentată în ședința din 21 mai 1963

Lucrarea de față se referă la rezultatele cercetărilor efectuate de noi în anul 1961 în regiunea Cernatu, în depozitele pînzei interne inferioare.

Această regiune este situată în partea de SE a Munților Bodocului. Limita nordică a perimetrului cercetat este reprezentată de Dealul Mogoș, iar cea sudică trece pe la nord de localitatea Dalnic.

Primele date mai noi referitoare la această regiune sînt cuprinse în cadrul unor lucrări cu caracter general ce aparțin lui M. G. Filipescu singur sau în colaborare. În anul 1951, se arată, pentru prima dată, că în regiunea Cernatu pînă la Toria se dezvoltă depozite marnoase roșii (atribuite atunci senonianului) care reprezintă continuarea spre nord a fîșiei de marne roșii de la Nebunul Sterp — Teliu. Mai tîrziu (3), făcîndu-se orizontarea argilelor roșii din regiunea Teliu, în cadrul „orizontului de marne roșii, verzi și negricioase" de vîrstă turonian superior-senoniană, se amintește și de marnele roșii de la Cernatu — Toria.

În lucrările din aceeași perioadă (2), (3), (4), (5) se mai menționează că în această regiune se dezvoltă și depozite marnos-gresoase a căror vîrstă este apțian superior-cenomaniană (3), (4), apoi apțian superior-albiană (5).

În anul 1957 un colectiv format din E. Bratu, J. Ion și C. Vinogradov, sub conducerea lui M. G. Filipescu, făcînd cercetări în această regiune conturează mai precis zona de dezvoltare a depozitelor considerate de vîrstă apțian superior-albiană, fără a face o orizontare în cadrul lor, precum și zona de apariție a depozitelor formate din marne roșii și verzi. În cadrul acestora din urmă se separă în partea inferioară un pachet de marne cenușii, iar la partea superioară un pachet de depozite argilo-marnoase roșii și verzi. Din lipsă de fosile, vîrsta acestor

depozite este stabilită, prin corelări făcute cu regiunea de la sudul Rîului Negru, ca fiind cenomanian-turoniană (6).

I. Băncilă (1) consideră că „argilele vărgate" de la Toria — Reci sînt de vîrstă probabil vraconian-cenomaniană.

Din istoricul prezentat şi ţinînd seama de gradul cunoaşterii stratigrafiei aceloraşi depozite în alte regiuni este evident faptul că în regiunea Cernatu erau necesare cercetări prin care să se cunoască structura ei geologică, stratigrafia de amănunt a depozitelor marno-gresoase, să se precizeze pe date faunistice vîrsta marno-argilelor roşii, verzi, cenuşii. Aceste probleme au constituit de fapt şi scopul cercetărilor noastre. Rezultatele lor au fost consemnate încă din 1961 într-un raport [1] şi, în parte, în „Ghidul excursiilor, Carpaţii Orientali" (9).

STRATIGRAFIA

După cum am arătat în istoric era cunoscut că în regiunea Cernatu cele mai vechi depozite care aflorează aparţin apţian superior-albianului sub aspectul unor depozite marno-gresoase în general. În ultimul timp, în acest fliş marnos-gresos din pînza internă inferioară în multe regiuni ca : regiunea dintre valea Trotuşului şi valea Teleajenului, regiunea Zagon, valea Buzăului etc. s-au adus precizări de vîrstă şi s-au separat trei orizonturi sau complexe litologice, denumite diferit de la autor la autor, dar care dau în general imaginea unei succesiuni ce are în bază un fliş marnos-gresos, la mijloc un fliş gresos, iar la partea superioară din nou un fliş marnos-gresos. Noi vom folosi pentru aceste complexe denumirile utilizate în „Ghidul excursiilor, Carpaţii Orientali" al celui de al V-lea Congres al Asociaţiei Carpato-Balcanice (9), şi anume : complexul şistos, complexul gresos, complexul şistos-gresos cu pelosiderite.

În regiunea Cernatu am întîlnit şi separat (9) două din complexele enumerate : complexul gresos de vîrstă albian mediu-albian superior ; complexul şistos-gresos cu siderite, de vîrstă albian superior-vraconiană, care în această regiune în partea superioară are un facies deosebit pe care l-am separat ca un orizont marnos-calcaros cenuşiu de vîrstă vraconiană. Complexul şistos, inferior, nu apare la zi.

În afară de aceste depozite, aici se găseşte foarte dezvoltată şi o serie comprehensivă ce aparţine cenomanian-senonianului inferior. Ea cuprinde atît depozitele argiloase roşii, verzi, cenuşii, negre, cunoscute din lucrările anterioare şi atribuite în ultimul timp cenomanianului (1) sau cenomanian-turonianului (6), cît şi depozite cu caracter gresos, puse în evidenţă prin cercetările noastre şi care aparţin în cea mai mare parte senonianului inferior.

Complexul gresos. Aceste depozite se dezvoltă în partea de est şi cea de nord ale regiunii în zonele axiale cele mai ridicate ale anticlinalului

[1] J. Săndulescu, *Studii geologice în cuprinsul foii 76 (Sf. Gheorghe) scara 1 : 100 000 (flişul cretacic din regiunea Cernatu, 1961)*, Rap. Inst. geol., 1962.

Cernatu. El aflorează foarte bine atît pe valea Cernatu, în amunte de biserica din Cernatu-de-Sus, cît și pe Dealul Stejărișului.

Este format în cea mai mare parte din gresii cu granulație fină pînă la microconglomeratică sau chiar conglomeratică, gresii ce se prezintă sub formă de bancuri de diferite grosimi, separate prin diasteme sau prin pachete formate din alternanță de gresii curbicorticale în strate subțiri și argile șistoase cenușii.

În acest complex noi nu am găsit fosile. Considerăm că în regiunea Cernatu aceste depozite gresoase aparțin albianului mediu și superior, deoarece ele suportă depozite (complexul șistos cu siderite) pentru care, după cum vom vedea mai jos, aducem argumente paleontologice în sprijinul vîrstei albian superior-vraconiene; complexul șistos-gresos din bază (care nu aflorează la zi în această regiune) este considerat în general de vîrstă apțian superior-albian inferior.

Complexul șistos-gresos cu siderite. Complexul gresos suportă, după cum se vede foarte clar pe multe profile și în special pe valea Cernatu, complexul șistos-gresos cu siderite. Aceste depozite formează flancurile anticlinalului Cernatu. Apar de asemenea foarte bine dezvoltate pe Dealul Coasta Stejărișului pe flancul estic al unui sinclinal faliat. Complexul șistos-gresos cu siderite mai aflorează, pe o suprafață mare, începînd de la pîrîul Ica spre nord, unde structurile se ridică foarte mult axial și unde el îmbracă periclinal aparițiile de depozite cretacice superioare.

În regiunea Cernatu, în complexul șistos-gresos cu siderite se individualizează, după caracterele litologice,două părți distincte: partea mediană și inferioară, care prezintă aspectul obișnuit al acestui complex, și partea superioară, cu un facies deosebit, care se conturează ca un orizont cenușiu marno-calcaros.

a) Partea mediană și inferioară, în grosime de circa 400 m, reprezentînd un fliș alcătuit din ritmuri binare sau ternare. Ritmurile binare sînt formate din gresii calcaroase în general curbicorticale în strate de 5—20 cm și argile șistoase cenușii. Cel de al treilea termen, în cazul ritmurilor ternare, este reprezentat de marne sau marno-calcare, cenușii în spărtură, care se prezintă în strate continui de 2—5 cm sau sub formă de concrețiuni elipsoidale. Aceste marno-calcare prezintă la suprafață o crustă de alterație limonitică. În aceste depozite se întîlnesc destul de frecvent și gresii în bancuri metrice de tipul celor din complexul gresos. Uneori se individualizează foarte bine pachete gresoase, care alcătuiesc repere stratigrafice locale. Astfel pe flancurile anticlinalului Cernatu, am putut urmări pe toate profilele, la 200 m deasupra bazei acestui complex, un pachet de gresii, gros de circa 10—15 m; de asemenea, aproape de contactul cu orizontul marno-calcaros cenușiu se individualizează încă trei intercalații puternice de gresii.

Pe drumul care traversează culmea dintre satul Ica și valea Ica, în nivelele superioare ale complexului descris mai sus am găsit amonitul *Puzosia mayoriana* d'Orb., iar în nivelele inferioare este citată (6) specia *Neohibolites minimus*.

Tot în nivelele superioare ale aceloraşi depozite, în probele micropaleontologice colectate de pe valea Cernatu, am identificat următoarea microfaună : *Lagena apiculata* (Reuss), *Anomalina* sp., *Valvulineria allomorphinoides* Reuss, *Globigerina infracretacea* Glaessner, *Haplophragmoides concava* Chapm., *H.* cf. *crassa* (d'Orb.), *Pseudocyclamina* sp., *Ammodiscus incertus* (d'Orb.), *A.* cf. *pennyi* Cushm. et Jarv. Existenţa în aceeaşi asociaţie a formei *Globigerina infracretacea*, cunoscută în coloana biostratigrafică pînă în cenomanian, şi a formei *Valvulineria allomorphinoides*, citată ca existînd începînd din cenomanian, ne indică faptul că depozitele care conţin această microfaună, ca vîrstă, sînt la limita cretacic inferior/cretacic superior. De asemenea trebuie să mai menţionăm că *Haplophragmoides concava*, formă găsită într-o probă inferioară celei ce conţine speciile citate mai sus, este cunoscută ca existînd pînă la albianul superior.

Datele paleontologice prezentate, ca şi amonitul *Stoliczkaia* cf. *notha* Selley găsit în depozitele ce alcătuiesc partea superioară a complexului şistos-gresos cu siderite (în orizontul marno-calcaros cenuşiu) sînt argumente pe baza cărora considerăm că această „parte mediană şi inferioară" aparţine în majoritate albianului superior şi nu este exclus să conţină şi o parte din vraconian.

b) Partea superioară a complexului şistos cu siderite se individualizează, după cum am mai spus, ca un orizont cu un facies deosebit marno-calcaros (100 m grosime).

În această regiune, argilele roşii cu *Rotalippora appeninnica* sînt dispuse întotdeauna peste aceste depozite.

Trebuie să reamintim că pînă la cercetările noastre din anul 1961 nu se cunoşteau fosile în depozitele atribuite de noi acestui orizont şi nici în depozitele din pat sau acoperiş, încît datarea lor a constituit o problemă. Avînd caractere litologice foarte asemănătoare cu „orizontul marnelor cenuşii" de la Teliu (cenomanian superior-turonian inferior), ele au fost echivalate cu acesta şi considerate ca atare de aceeaşi vîrstă (9) sau li s-a atribuit vîrsta cenoman-turoniană prin corelări făcute cu depozitele de la sudul Rîului Negru (6).

Datele paleontologice pe care le posedăm în momentul de faţă ne dau posibilitatea să dăm precis vîrsta acestor depozite şi să le considerăm ca un facies al părţii superioare a complexului şistos-gresos cu siderite.

Nu-l tratăm ca un orizont aparte, ci ca un facies al părţii superioare a complexului şistos-gresos cu siderite deoarece, în general, în această unitate, sub marnele roşii cenomaniene este cunoscut că se dezvoltă acest complex.

Acest orizont marno-calcaros cenuşiu este format din ritmuri, cu grosime medie de 15—30 cm, ternare sau binare rezultate prin asocierea următoarelor tipuri de roci : gresii calcaroase micafere, albăstrui, foarte curbicorticale uneori cu diaclaze de calcit, în strate de 10—20 cm grosime ; marne cenuşii-albăstrui şistoase sau în plăci ; marno-calcare cenuşii cu crustă de alteraţie albicioasă, în strate de 10—20 cm grosime sau sub formă de concreţiuni eliptice.

În aceste depozite marnoase cenușii, pe valea Ica am găsit amonitul *Stoliczkaia* cf. *notha* Selley. Genul *Stoliczkaia* este cunoscut ca situîndu-se la limita albian-cenomanian sau caracterizînd vraconianul iar *Stoliczkaia notha* este o specie citată în diferite puncte în vraconianul inferior și superior din Franța, în zona cu *Stoliczkaia dispar* d'Orb. în diferite puncte în Anglia etc.

Din cele arătate rezultă că acest orizont (partea superioară a complexului șistos cu siderite) este sigur de vîrstă vraconiană.

Prezența formei *Stoliczkaia notha* în aceste depozite, faptul că depozitele ce constituie patul acestui orizont, respectiv depozitele faciesului normal al complexului șistos cu siderite, conțin o asociație micropaleontologică ce ne indică depunerea lor la limita cretacic inferior-cretacic superior, precum și prezența formei *Rotalippora appeninnica* în argilele roșii ce se dispun întotdeauna peste acest orizont al complexului șistos-gresos cu siderite sînt factori care considerăm că demonstrează suficient faptul că în regiunea Cernatu există continuitate de sedimentare între cretacicul inferior și cretacicul superior.

Vraconianul în acest facies marnos-calcaros cenușiu credem că se poate paraleliza perfect cu ceea ce pe flancurile sinclinalului Boncuța este cunoscut ca „orizont de marno-calcare cenușii și cenușii-negricioase" (de vîrstă vraconiană) și care este cuprins, ca și în regiunea Cernatu, între argile roșii cenomaniene în acoperiș și depozite albiene de același aspect șistos cu siderite, în pat (10).

Seria cenomanian-senonian inferior. Depozitele cretacice superioare s-au păstrat într-o zonă sinclinală cuprinsă între depozitele pînzei interne superioare, care le încalecă, la vest, și zona structural ridicată a flișului albian mediu-vraconian, la est. Aceste depozite sînt reprezentate printr-o serie groasă de 300—400 m, în cadrul căreia am distins următoarea succesiune :

— Întotdeauna în baza seriei și întotdeauna dispus pe vraconian în facies marnos cenușiu, se găsește un pachet (5—10 m grosime) format din marne roșii, cu rare intercalații de culoare cenușie. Poziția sa clară, peste orizontul marnos-calcaros cenușiu al complexului șistos-gresos cu siderite, se observă foarte bine pe valea Cernatului, pîrîul Ica etc.

În aceste depozite, în anul 1957—1958, E. Bratu, J. Ion și C. Vinogradov au identificat o asociație micropaleontologică neconcludentă din care lipseau rotalipporele. Noi am găsit în argilele roșii de pe Pîrîul Mare *Rotalippora appeninnica* în asociație cu : *Ammobaculites aglutinans* d'Orb., *Gyroidina praeglobosa* Brotzen, *Globigerinella gautiresis* Bronim., *Valvulineria allomorphinoides* Reuss, *Pleurostomella obtusa* Berthlin, *Ammodiscus incertus* (d'Orb.), *Glomospira charoides* (Jones et Parker), *Clavulina parisiensis* d'Orb., *Glomospira gordialis* (Jones et Parker), *Pseudoclavulina arenata* Cushm., *Parella cretacea* Carbon.

Rotalippora appeninnica din aceste marne roșii, ca și faptul că ele stau pe vraconianul datat paleontologic ne argumentează suficient vîrsta cenomaniană, cel puțin a acestor depozite.

— Pachetul de argile roșii suportă un altul de 50—100 m grosime format din marne nisipoase șistoase de culoare neagră, cu alterație feruginoasă. În acest pachet, în general negru, am întîlnit rare intercalații de argile roșii, verzi tufitice și cenușii.

— Treptat se trece la un pachet cu aspect vărgat, de circa 150 m grosime, format din marne și argile șistoase cenușii, roșii, verzui tufitice, mai rar negre. Pe Pîrîul Mare în nivelele superioare ale acestui pachet vărgat am întîlnit gresii micafere calcaroase cenușii în strate de 2—5 cm grosime, gresii micafere verzui-negricioase (cloritice), precum și marno-calcare vinete.

— În zona axială a sinclinalului Dalnic, pe afluenții pîrîului Barto, am putut observa cum la partea superioară pachetul vărgat trece treptat la un facies mai gresos. Se trece la un pachet de depozite de culoare predominant cenușie, format din marne și argile nisipoase șistoase cenușii, cu extrem de rare intercalații de argile roșii, cu intercalații de gresii calcaroase în strate de 5—15 cm sau gresii micafere în bancuri de 0,5—1 m grosime.

Spre sud, pe valea Puturoasă (Büdoska) în zona aceluiași sinclinal, în asociație cu marne cenușii, gresii calcaroase curbicorticale, uneori cu diaclaze de calcit, se găsesc : marno-calcare, marne cu crustă de alterație limonitică, gresii masive calcaroase, micafere, de culoare cenușie-albicioasă cu granulație aproape conglomeratică. Acestea conțin, alături de elemente formate din cuarț și șisturi cristaline, fragmente rulate de argile și marne cenușii. De asemenea, tot pe aceeași vale, în cadrul acelorași depozite, am întîlnit o brecie sedimentară intraformațională, alcătuită dintr-o matrice marno-gresoasă și fragmente de 10—15 cm diametru, de marne cenușii, marno-calcare și gresii.

În nivelele din baza acestui pachet cenușiu marnos-gresos, am găsit următoarea microfaună : *Globotruncana marginata* (Reuss), *Gl. lapparenti coronata* Bolli, *Gl. lapparenti tricarinata* Queran, *Gl. lapparenti* Brotzen, *Gl. arca* (Cushm.), *Globigerina cretacea* (d'Orb.), *Rotundina ordinaria* Subb.

În această asociație, se găsesc forme care sînt citate ca existînd numai în turonian și senonian inferior (*Globotruncana lapparenti coronata*) și forme (*Gl. arca*) care apar din senonianul inferior. Acestea indică vîrsta senonian inferioară a depozitelor cenușii marno-gresoase.

Deci, pentru seria cretacică superioară care se dezvoltă în regiunea Cernatu este certă vîrsta cenomaniană a depozitelor din baza seriei și vîrsta senonian inferioară a depozitelor din partea superioară a seriei. Avînd în vedere trecerea gradată care se observă între diferitele pachete litologice din cadrul acestei serii, fapt care pledează pentru o continuitate de sedimentare a cretacicului superior, considerăm că și turonianul este reprezentat, și anume prin pachetul cu aspect vărgat format din argile roșii, verzi, cenușii și mai rar negre. În sprijinul acestei concluzii menționăm faptul că în sinclinalul Boncuța (10) sau pe valea Brădetului (8) turonianul datat micropaleontologic este reprezentat prin același tip de depozite.

În concluzie, trebuie să remarcăm că faciesul pe care îl au depozitele cretacice din regiunea Cernatu, mai ales cel al depozitelor de vîrstă vraconiană sau cretacic superioară, se aseamănă prea puțin, ținînd seama și de succesiunea pe verticală, cu cel al depozitelor din regiunea Teliu. El este același cu cel cunoscut (10) la depozitele de aceeași vîrstă din regiunea sinclinalului Măgura Nebunii — Boncuța (și în special din regiunea Cheia). Cu depozitele din sinclinalul Întorsura Buzăului — Boroșneu, care reprezintă tot o continuare a sinclinalului Măgura Nebunii, este mai greu de făcut paralelizări, aici dezvoltîndu-se în special senonianul.

Într-o lucrare recentă (6) se consideră că depozitele din regiunea Cernatu reprezintă continuarea spre nord a zonei sinclinale Măgura Nebunii — Întorsura Buzăului. Precizările stratigrafice aduse prin prezenta lucrare au argumentat mai mult faptul că această regiune reprezintă continuarea spre nord a regiunii sinclinale Măgura Nebunii — Întorsura Buzăului, atît din punct de vedere tectonic, cît și ca zonă de sedimentare. Depozitele din regiunea Teliu, depuse într-o zonă de sedimentare mai internă, nu le găsim în regiunea Cernatu, ele fiind depășite de încălecarea pînzei interne superioare.

TECTONICA

Din punct de vedere structural, în regiunea Cernatu se evidențiază : la vest elementul structural major reprezentat prin linia de șariaj a pînzei interne superioare, apoi în cadrul pînzei interne inferioare o zonă afundată sinclinală, iar la N și E de aceasta o zonă structural ridicată. Morfologia regiunii reflectă foarte bine aceste caractere structurale.

Linia de șariaj a pînzei interne superioare se desemnează cu un contur franjurat cu intrînduri și eșinduri expresive. Depozitele albianului din unitatea de la vest încalecă depozitele vraconianului și cretacicului superior. Între Pîrîul Rupt și Bălașca și de la localitatea Dalnic spre sud se remarcă structuri ale pînzei interne inferioare, care pe acest segment dispar fiind acoperite de depozitele albiene ale pînzei interne superioare.

Între linia de șariaj a pînzei interne superioare, la vest și, aproximativ, valea Barto și valea Ica, la est se evidențiază pe o lățime medie de 1,5 km o zonă în general afundată, strîns cutată, în care s-au păstrat depozite de vîrstă cenomanian-senonian inferioară. Afundarea structurilor din această zonă se produce de la est către vest și de la nord către sud, căci în timp ce la nord (pîrîul Bela) apar la zi depozite mai vechi vracono-albiene închizînd periclinal aparițiile de depozite mai noi, spre sud de pîrîul Bela apar la zi numai depozite cretacice superioare ; pe structura sinclinală cea mai vestică (sinclinalul Dalnic), începînd de la Valea Mare spre sud, se evidențiază maximum de afundare, aici păstrîndu-se și depozite ale senonianului inferior.

Sinclinalul Dalnic ca și celelalte cute anticlinale și sinclinale mai puțin importante pe care le-am întîlnit pînă la pîrîul Balasca au caracterul unor cute drepte ; de aici spre sud aproape toate cutele sînt deversate spre est.

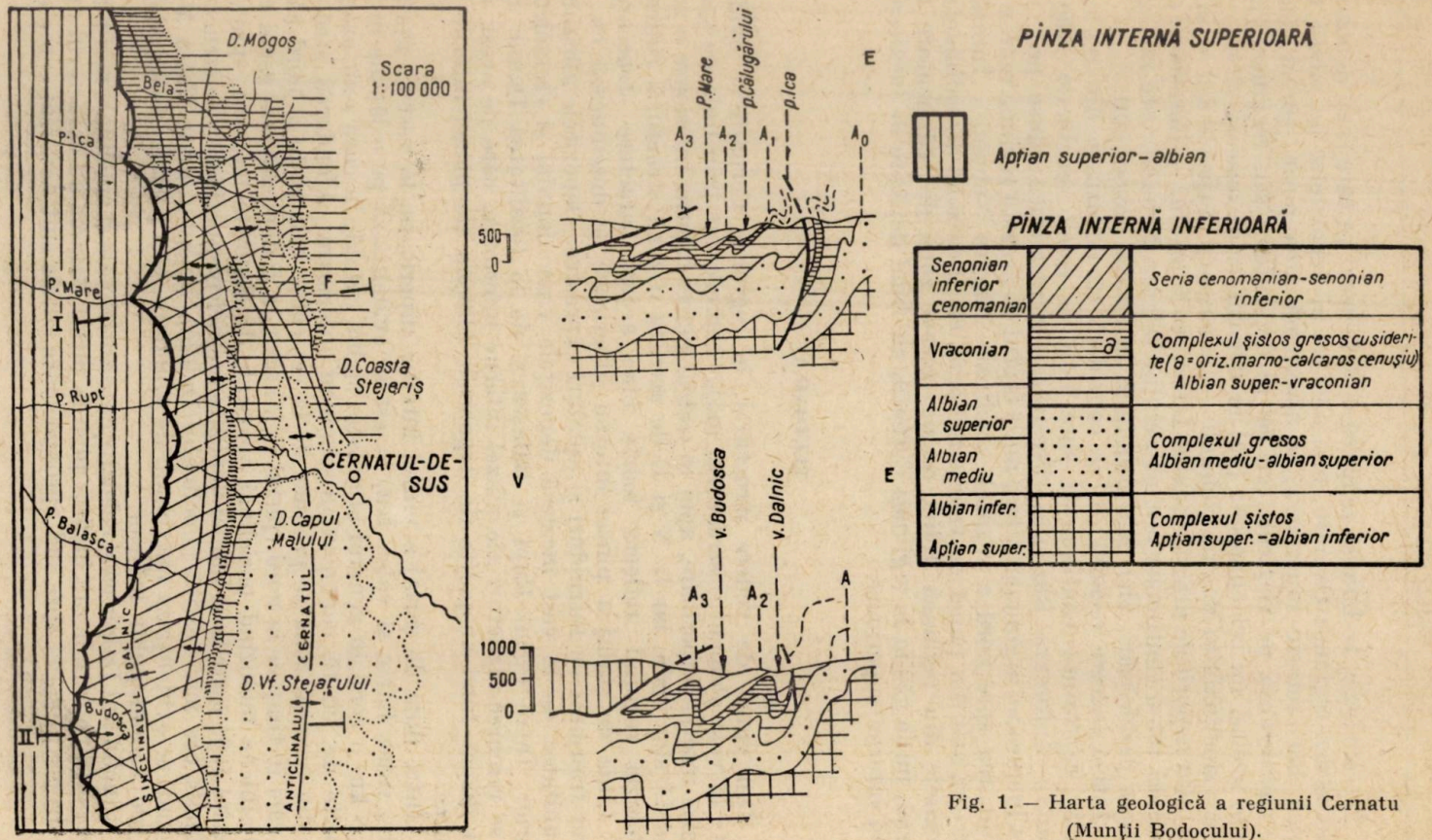


Fig. 1. — Harta geologică a regiunii Cernatu (Munții Bodocului).

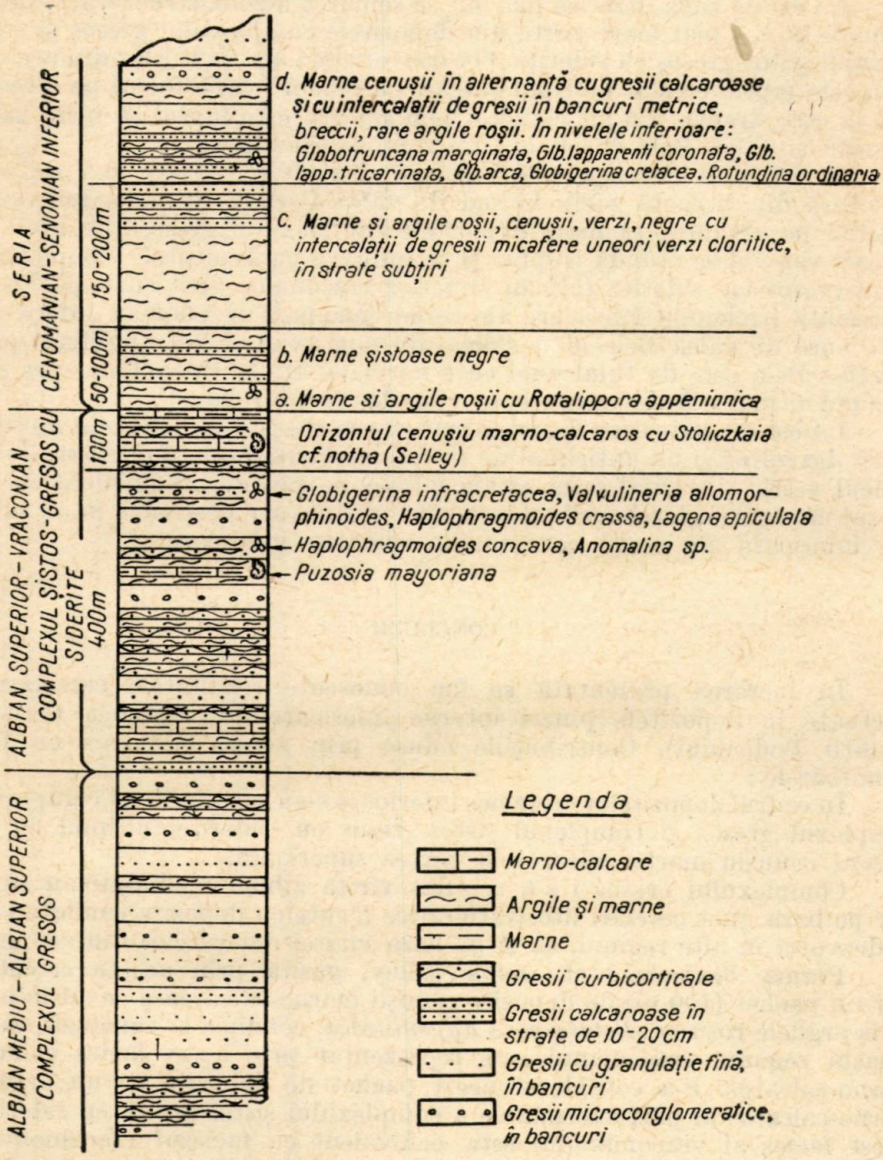


Fig. 2. — Coloana stratigrafică a depozitelor din pînza internă inferioară. Regiunea Cernatu.

La est de zona descrisă mai sus se remarcă o zonă structural ridicată formată în cea mai mare parte din depozitele complexului gresos și complexului șistos-gresos cu siderite. O caracteristică a structurilor din această zonă este faptul că sînt de tipul cutelor „à rebour" care uneori pe direcție trec la cute drepte. Un alt caracter mai general este faptul că între valea Cernatu și valea Bela cutele acestei zone se afundă axial.

Anticlinalul Cernatu este cea mai dezvoltată și cea mai ridicată structură din această zonă, la sud de valea Cernatu în zona lui axială apărînd pe o suprafață mare depozitele complexului gresos. La nord de aceeași vale, el se afundă treptat și se îmbracă cu depozitele complexului șistos-gresos cu siderite (albian superior-vraconian) apoi cu depozite ce reprezintă pachetele inferioare ale seriei cenomanian-senonian inferioare. Spre nord de valea Bela el se ridică din nou axial. Acest anticlinal pînă la valea Bela este de tipul unei cute normale. De la valea Bela spre sud prezintă o parțială deversare spre vest de tip „à rebour".

La est de structura descrisă mai sus se găsește un sinclinal normal, puțin dezvoltat și un anticlinal de forma unei cute-falii. Mai la est, avînd flancul vestic și parțial zona axială faliate, se găsește un sinclinal cu aspectul unei cute „à rebour" ; este o cută faliată care păstrează în ax nivelele inferioare ale seriei cenomanian-senonian inferioare.

CONCLUZII

În lucrarea prezentată se fac cunoscute rezultatele cercetărilor efectuate în depozitele pînzei interne inferioare din regiunea Cernatu (Munții Bodocului). Contribuțiile aduse prin aceste cercetări au fost următoarele :

În cadrul depozitelor cretacice inferioare s-au separat două complexe : complexul gresos și complexul șistos-gresos cu siderite, ultimul cu un orizont cenușiu marno-calcaros la partea superioară.

Complexului gresos i s-a acordat vîrsta albian mediu-albian superior pe baza unor corelări litostratigrafice făcute cu depozite similare care se dezvoltă în alte regiuni, ca și pe baza vîrstei depozitelor din acoperiș.

Forma *Stoliczkaia* cf. *notha* Selley, găsită prin aceste cercetări într-un pachet (100 m) de depozite cenușii marno-calcaroase ce au în acoperiș argilele roșii cu *Rotalippora appeninnica*, conduce la concluzia că în această regiune vraconianul este reprezentat prin acest facies cenușiu marno-calcaros. S-a considerat acest pachet de depozite ca un orizont marno-calcaros al părții terminale a complexului șistos-gresos cu siderite. Acest facies al vraconianului este echivalent cu faciesul vraconianului din sinclinalul Măgura Nebunii — Boncuța.

În complexul șistos-gresos cu siderite în afară de *Stoliczkaia notha*, autorii au mai găsit *Puzosia mayoriana* precum și o asociație microfaunistică. Pe baza acestor date paleontologice noi, ca și pe baza formei *Neohibolites minimus*, cunoscută în aceste depozite din cercetările anterioare, complexului șistos-gresos cu siderite avînd la partea terminală orizontul cenușiu i se atribuie vîrsta albian superior-vraconiană.

În privința cretaciculuí superior se arată că în regiunea Cernatu se găsește păstrată, într-o zonă sinclinală, o serie comprehensivă de vîrstă cenomanian-senonian inferioară. Această serie începe în bază cu un pachet de argile roșii cu *Rotalippora appeninnica* și se încheie cu un pachet marnos-gresos cenușiu (cu rare intercalații de argile roșii) care conține în nivelele inferioare diferite specii de *Globotruncana bicarenata*.

Se consideră că datele noi stratigrafice argumentează faptul că depozitele din regiunea Cernatu atît din punct de vedere tectonic cît și ca zonă de sedimentare reprezintă continuarea, spre nord, a zonei sinclinale Măgura Nebunii — Întorsura Buzăului.

Din punct de vedere structural, prin aceste cercetări au fost identificate o serie de structuri. Se distinge la vest o zonă sinclinală afundată în care se găsesc păstrate depozite ale seriei cenomanian-senonian inferior, strîns cutate, iar la est, o zonă structural ridicată formată mai ales din depozite de vîrstă albian mediu-vraconiană. O caracteristică a unor cute identificate aici este faptul că sînt de tip „à rebour" sau pe direcție trec de la cute normale la cute de acest tip.

К ИЗУЧЕНИЮ МЕЛОВОГО ФЛИША В РАЙОНЕ ЧЕРНАТУ (ГОРЫ БОДОК)

РЕЗЮМЕ

Дается описание результатов исследования отложений нижнего внутреннего покрова в районе Чернату (горы Бодок), которые сводятся к нижеследующему:

В толще нижнемеловых отложений выделяется два комплекса пород: песчанистый комплекс и комплекс рассланцованных сидеритовых песчаников с горизонтом серых мерглистых известняков в верхней его части.

На основании формы Stoliczkaia cf. notha Selley, обнаруженной в стометровой пачке серы мергелистых известняков, перекрытых красными аргиллитами с Rotalippora appeninnica, автор приходит к выводу, что Вракоповский представляет собой фацию серых мергелистых известняков. Данный пакет отложений рассматривался ее автором как мергелисто-известняковый горизонт, завершающий толщу рассланцованных сидеритовых песчаников. Эта фация Вракопского сопоставляется с вракопской фацией синклинали Мэгура Небуний-Бокуца.

В толще сидеритовых рассланцованных песчаников, кроме Stoliczkaia notha, авторами обнаружена Puzosia mayoriana, а также и микрофаунистическое сообщество. На основании этих новых палеонтологических данных, а так же и формы Neohibolites minimus, обнаруженной ранее в описанных отложениях комплекс рассланцованных сидеритовых песчаников, завершающийся серым горизонтом, относится авторами к верхнему альбу—вракону.

В отношении же верхнего мела, указывается, что на территории района Чернату, в одной из синклинальных зон сохранилась серия пород сеноман-сенонского возраста. Эта серия начинается в основании пачкой красных глин с Rotalippora appenninica и завершается пачкой серых песчанисто-мергелистых пород (с редкими прослойками красных глин), в нижней части которой встречаются различные виды Globotruncana bicarenata.

Авторы считают, что вышеприведенные новые стратиграфические данные указывают на то, что район Чернату, как с тектонической точки зрения, так и в отношении распространения зоны осадконакопления является северным продолжением синклинальной зоны Мэгура Небуний — Ынторсэтура-Бузэулуй.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Геологическая карта района Чернату (горы Бодокулуй).

Рис. 2. — Стратиграфическая колонка отложений внутреннего нижнего покрова. Район Чернату.

CONTRIBUTION À LA CONNAISSANCE DU FLYSCH CRÉTACÉ DE LA RÉGION DE CERNATU (MONTS DU BODOC)

RÉSUMÉ

Dans ce travail on présente les résultats des recherches effectuées dans les dépôts de la nappe interne inférieure de la région de Cernatu (monts du Bodoc). Les contributions dues à ces recherches sont les suivantes.

Dans les dépôts crétacés inférieurs on a séparé deux complexes : le complexe gréseux et le complexe schisto-gréseux à sidérites, le dernier possédant, à sa partie supérieure, un horizon gris marno-calcaire.

La forme de la *Stoliczkaia* cf. *notha* Selley trouvée au cours de ces recherches dans un paquet (100 m) de dépôts gris marno-calcaires dont la couverture contient des argilites rouges à *Rotalippora appeninnica*, amène à conclure que, dans la région étudiée, le Vraconien est représenté par ce faciès gris marno-calcaire. Ce paquet de dépôts a été considéré comme un horizon marno-calcaire de la partie terminale du complexe schisto-gréseux à sidérites. Ce faciès du Vraconien est considéré comme équivalent au faciès du Vraconien dans le synclinal de Măgura Nebunii — Boncuța.

Outre la *Stoliczkaia notha*, les auteurs ont trouvé dans le complexe schisto-gréseux à sidérites, la *Puzosia mayoriana*, ainsi qu'une association microfaunique. En vertu de ces nouvelles données paléontologiques et de la forme *Neohibolites minimus* déjà connue dans ces dépôts à la suite des recherches antérieures, on attribue au complexe schisto-gréseux à

sidérites — possédant à la partie terminale l'horizon gris — l'âge albien supérieur — vraconien.

Quant au Crétacé supérieur, on montre que dans la région de Cernatu se trouve conservée, dans une zone synclinale, une série importante d'âge cénomanien — sénonien inférieur. Cette série commence dans la base, par un paquet d'argiles rouges à *Rotalippora appeninnica*, et finit par un paquet marno-gréseux gris (à rares intercalations d'argiles rouges) contenant, aux niveaux inférieurs, diverses espèces de *Globotruncana bicarenata*.

Les nouvelles données stratigraphiques confirment l'opinion que les dépôts de la région de Cernatu représenteraient, au point de vue tectonique et en tant que zone de sédimentation, la continuation vers le nord de la zone synclinale de Măgura Nebunii — Întorsura Buzăului.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Carte géologique de la région de Cernatu (monts du Bodoc).
Fig. 2. — Colonne stratigraphique des dépôts de la nappe interne inférieure. Région de Cernatu.

BIBLIOGRAFIE

1. BĂNCILĂ ION, *Geologia Carpaților Orientali*, București, 1958.
2. FILIPESCU M. G., DRĂGHINDĂ I. și MUTIHAC V., *Cercetări geologice între V. Buzăului și linia Cason-Tușnad (Comunicare preliminară)*, Dări de seamă Com. geol., 1954, **XXXVIII** (1950—1951).
3. FILIPESCU M. G., *Cercetări geologice în zona internă și mediană a flișului dintre V. Uzului și V. Tîrlungului (Comunicare preliminară)*, Dări de seamă Com. geol., 1955, **XXXIX** (1951—1952).
4. — *Vederi noi asupra tectonicii flișului Carpaților Orientali*, Rev. Univ. Buc. și a Politehnicii Buc., seria șt. nat., 1955, *6—7*.
5. — *Contribuții la orizontarea cretacicului din flișul Carpaților Orientali*, Rev. Univ. Buc. și a Politehnicii Buc., seria șt. nat., 1955, *8*.
6. FILIPESCU M. G., BRATU E., SĂNDULESCU J., ILIESCU G., NEAGU T. și VINOGRADOV C., *Asupra cretacicului din zona flișului intern dintre văile Teleajen și Prahova*, Congresul al V-lea al Asociației Carpato-Balcanice, București, 1961.
7. NEAGU T., *Studiul micropaleontologic al Cretacicului superior din V. Teliului*, Anal. Univ. Buc., seria șt. nat., 1959, *21*.
8. — *Studiul foraminiferelor aglutinante din argilele cretacic superioare de pe valea Sadovei și Brădet (Cîmpulung-Moldovenesc și bazinul superior al Buzăului)*, St. și cerc. geol., 1962, **VII**, *1*.
9. *** *Ghidul excursiilor — Carpații Orientali*, Congresul al V-lea al Asociației Carpato-Balcanice, București, 1961.
10. POPESCU GRIGORE, *Contribuțiuni la stratigrafia flișului cretacic dintre v. Prahovei și v. Buzăului cu privire specială asupra v. Teleajenului*, St. și cerc. geol., 1958, **III**, *3—4*.

VÎRSTA GRESIEI DE MOIȘA

DE

CORIOLAN STOICA

Comunicare prezentată de academician G. MURGEANU în ședința din 1 martie 1963

Denumirea de „gresie de Moișa" a fost introdusă de către T. J o j a în anul 1941, cu ocazia unei comunicări prezentate la Institutul geologic. Denumirea a fost dată după pîrîul Moișa, afluent pe dreapta al rîului Rîșca, la rîndul său afluent al rîului Moldova. Pîrîul Moișa taie gresia de Moișa o dată la izvoare, apoi la traversarea Culmei Pleșu, înainte de confluența cu pîrîul Trestioarei. Mai tîrziu, în 1952, în lucrarea de teză T. J o j a (9) descrie gresia de Moișa ca o gresie cuarțoasă, verzuie, cu două generații de glauconit : glauconit în granule de 0,01 mm, arătînd primul stadiu de formare a acestui material, apoi ca niște plaje mari cu aspect noriform, mulînd granulele de cuarț.

După T. J o j a, gresia de Moișa este răspîndită ca o fîșie în partea de VSV a Culmei Pleșu, între Pîrîul lui Chiriac la sud și pîrîul Slatina la nord, și aparține ca vîrstă miocenului. În miocen autorul menționat deosebește trei orizonturi : orizontul subconglomeratic, orizontul conglomeratic și orizontul supraconglomeratic. Gresia de Moișa se situează în baza orizontului supraconglomeratic, trecerea de la conglomerate la gresie făcîndu-se în general gradat. Pachetul de gresie de Moișa, gros de 200 — 400 m, are dezvoltarea maximă între Rîșca Mare și Dealul Alunișu.

Primele date asupra miocenului, din regiunea cuprinsă între văile Rîșca și Agapia, arată T. J o j a (9), sînt menționate de K.M. P a u l în 1876 (10), apoi de către G r. C o b ă l c e s c u în 1882 (5). G r. C o b ă l c e s c u divide miocenul în trei orizonturi : inferior, mediu și superior.

Mai tîrziu, în 1907, S a v a A t h a n a s i u (2) separă în Culmea Pleșu două nivele de conglomerate : unul inferior care, deși în partea de est a Culmei Pleșului stă direct pe șisturile menilitice este lipsit de elemente din oligocen, și altul superior, în care aceste elemente ar fi prezente.

După Sava Athanasiu, primul nivel de conglomerate ar reprezenta un facies de coastă al oligocenului superior, iar al doilea ar aparține miocenului.

În 1938, Ion Atanasiu (1) deosebește în regiunea Neamț — Cuejdu două pînze : una superioară, pe care o numește pînza marginală, și alta inferioară, pînza submarginală.

Pînza submarginală se deosebește petrografic de prima, în special prin giganticele conglomerate verzi, care invadează oligocenul superior, substituind disodilele și gresia de Kliwa. Pînza marginală înaintează peste pînza submarginală, pe care o acoperă, venind în contact cu zona neogenă. În zona neogenă, pînza marginală apare din nou în Culmea Pleșu, ale cărei conglomerate, după I. Atanasiu, sînt de vîrstă oligocenă. Tot oligocenului îi atribuie și conglomeratele de Gîrcina, ceea ce-l determină să considere marnele cu gipsuri neogene, de sub aceste conglomerate, ca apărînd în fereastră.

În 1945, I. Popescu-Voiteşti (11), discutînd profilul de pe pîrîul Catrinei, prezentat de T. Joja, reia problema vîrstei conglomeratelor de Pleșu și a celor similare, pe care le atribuie burdigalianului inferior. În dezacord cu T. Joja, I. Popescu-Voiteşti emite părerea că aflorimentele de oligocen și stratele de Bisericani constituie Klippe de rabotaj.

Tot atunci, pe baza prezenței gipsurilor și a tufurilor în pîrîul Slatina, I. Popescu-Voiteşti consideră seria marnoasă mai nouă decît conglomeratele.

În 1946, T. Joja[1] menționează prezența în fundamentul Culmii Pleșu nu numai a menilitelor oligocene, ci și a stratelor de Bisericani eocene : arată poziția anticlinală a conglomeratelor de Pleșu din pîrîul Catrinei, cu eocen, oligocen și orizont subconglomeratic în sîmbure, și cu orizont supraconglomeratic pe flancul de SV ; pe flancul de NE se reazemă sarmațianul transgresiv.

În 1954, V. Aghiorghesei și D. Turtureanu[2] separă două orizonturi în miocenul dintre văile Moldova și Nemțișorul : orizontul conglomeratic (burdigalian), alcătuit din conglomerate cu elemente verzi, care seamănă cu cele din oligocen, și orizontul supraconglomeratic (helvețian) cu gresia de Moișa și marne verzui în bază, asemănătoare cu cele din Dealul Pleșa de la Drăceni.

Referindu-se la burdigalian, T. Borș și M. Solcanu[3] arată că pe Culmea Pleșu faciesul burdigalianului devine mult mai conglomeratic și face posibilă separarea, spre partea lui superioară, a unui orizont gresos-argilos sub numele de gresia de Moișa. Aparițiile de paleogen din această zonă arată că burdigalianul ia contact direct cu partea inferioară a oligocenului, de unde rezultă că acvitanianul, în întregime, și o bună parte din oligocen lipsesc. Acești autori atribuie gresia de Moișa burdigalianului

[1] T. Joja, *Cîteva observații geologice în zona miocenă dintre capătul de SE al Culmii Pleșu și valea Cracăului*, Comunicare, Com. geol., 25 iunie 1946.

[2] V. Aghiorghesei și D. Turtureanu, *Cercetări geologice între valea Moldovei și valea Nemțișorului*, Raport, M.I.P.C., București, 1954.

[3] T. Borș și M. Solcanu, *Cercetări geologice în zona miocenă subcarpatică dintre Bălțătești și Slătioara*, Raport, M.I.P.C., București, 1956.

și consideră că ea reprezintă o variație litologică a conglomeratelor de Pleșu.

În lucrarea de sinteză privind geologia Carpaților Orientali, I. B ă n c i l ă (4) consideră conglomeratele de Pleșu de vîrstă oligocenă.

Mai recent, N. G r i g o r a ș ((8), p.71) arată că „miocenul începe... cu depozitele burdigaliene dispuse în general transgresiv peste cele acvitaniene sau mai vechi" .... „Burdigalianul este reprezentat aproape exclusiv prin conglomerate (conglomerate de Brebu în Muntenia, conglomerate de Pleșu sau de Pietricica în Moldova)". După acest autor, orizontul subconglomeratic din Culmea Pleșu ar putea fi considerat ca un echivalent al

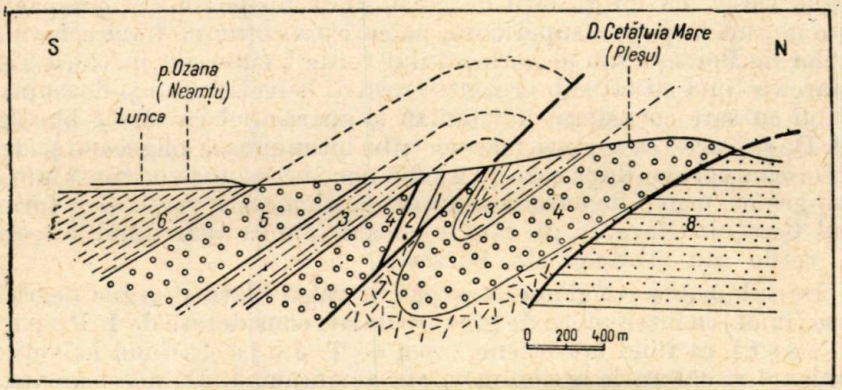


Fig. 1. — Secțiune transversală prin Culmea Pleșului (pîrîul Catrinei). *Eocen*: *1*, Strate de Bisericani. *Oligocen*: *2*, Marne albe bituminoase (menilite inferioare). *Miocen*: *3*, Marne și gresii verzi (burdigalian, orizontul verde); *4*, conglomerate verzi (burdigalian, orizontul verde); *5*, conglomerate roșii (helvețian, orizontul roșu); *6*, marne și gresii verzi (helvețian, orizontul roșu); *7*, formațiunea cu sare (acvitanian); *8*, sarmațianul platformei.

jumătății superioare a stratelor de Cornu. Arată de asemenea că în această culme peste oligocen urmează marne cu gipsuri și conglomerate cu elemente verzi.

Într-o ultimă lucrare (1960), T. J o j a, E. A n d r e e s c u, S. L u ț ă, G. Ș e r b a n și G h. G h e o r g h i u[1], rămîn la interpretările date de T. J o j a în 1952 (9).

★

Am prezentat acest istoric pentru ca să ne putem da seama de interpretările care s-au făcut asupra succesiunii depozitelor din Culmea Pleșu, succesiune în care este cuprinsă și gresia de Moișa, a cărei poziție stratigrafică încercăm să o elucidăm în această notă.

[1] T. J o j a, E. A n d r e e s c u, S. L u ț ă, G. Ș e r b a n și G h. G h e o r g h i u, *Prospecțiuni în zona miocenului și zona flișului marginal dintre valea Nemțișorului și valea Crăcăului*, Raport, Com. geol., București, 1960.

Pentru orientare, în vederea corelării datelor obținute în miocenul din regiunea Moinești—Tazlăul-Mare cu cele de la nord de Piatra-Neamț, inclusiv Culmea Pleșu, am analizat următoarele profile : pîrîul Catrinei (Pîrîul lui Chitan), valea Slatinei și pîrîul Chiliei.

Secțiunea din pîrîul Catrinei, plecînd din lunca Ozanei spre culmea Pleșu (fig. 1), are următoarea succesiune : un orizont marno-gresos verde urmat de conglomerate cu elemente de șisturi verzi avînd o matrice marno-nisipoasă roșcată, pe care le considerăm ca aparținînd orizontului roșu al helvețianului : acest facies al orizontului roșu se aseamănă cu faciesul conglomeratelor superioare de valea Almașului inclusiv gresiile verzi de deasupra acestora (O. Mirăuță). Urmează apoi o succesiune de marne și argile verzui cu intercalații de gresii verzi nisipoase sau compacte, cu puține gipsuri la partea superioară, pe care o socotim ca fiind echivalentul stratelor de Borzești sau al „orizontului verde", cunoscut în valea Tazlăului Mare ca fiind situat sub orizontul roșu al helvețianului și deasupra orizontului cu sare considerat acvitanian și aparținînd ca vîrstă burdigalianului. De sub acestea se ivesc marnele albe bituminoase oligocene și stratele de Bisericani eocene, după care apare din nou succesiunea orizontului verde, marno-gresos, urmat de data aceasta de conglomerate verzi, care formează Dealul Cetățuia Mare, și pe care le considerăm ca aparținînd tot orizontului verde sau stratelor de Borzești.

De sub aceste conglomerate apar în valea Slatinei argile negricioase foioase (fuior) cu intercalații de gips secundar, considerate de I. Popescu-Voiteşti ca fiind helvețiene, apoi de T. Joja ca fiind helvețiene și tortoniene[1] și cărora le atribuim vîrsta acvitaniană. De acest acvitanian[2] din fața Culmei Pleșu sînt legate izvoarele sărate din valea Slatinei și de la Oglinzi. Este acvitanianul cu sare întîlnit de sonda de la Tg.-Neamț[3] la adîncimea de 900—1 130 m.

Pe baza acestor date geologice noi, nu se mai pot paraleliza în anticlinalul amintit conglomeratele din baza orizontului roșu — helvețian cu conglomeratele din baza orizontului verde — burdigalian. Anticlinalul normal figurat pe pîrîul Catrinei este în realitate un monoclinal faliat, desprins de fundament și încălecat spre NE peste sarmațianul platformei (fig. 1).

Succesiunea din pîrîul Chiliei ne arată, plecînd din pîrîul Nemțișorului spre Culmea Pleșu, marne cenușii cu intercalații de bancuri de gresii moi și orizontul cenușiu al helvețianului, care stă direct peste o succesiune de gresii verzi numite de T. Joja[4] (9) gresia de Moișa. Spre bază, această

---

[1] T. Joja, E. Andreescu, S. Luță, G. Șerban și Gh. Gheorghiu, *Op. cit.*

[2] Interpretăm acvitanianul în sensul stratotipului, aparținînd miocenului inferior și nu în sensul de oligocen superior.

[3] Sonda amplasată pe conglomeratele de Pleșu la Tg.-Neamț în lunca Ozanei a întîlnit următoarele limite geologice : conglomerate de Pleșu (burdigalian)/acvitanian cu sare = 900 m — acvitanian cu sare/sarmațian 1 130 m — sarmațian/tortonian cu gips = 1 970 m adîncimea finală 2 000 m în tortonian.

[4] T. Joja, *Recherches géologiques dans les bassins du Neamțu et de la Rișca*, Com. geol., 18 martie 1941.

gresie trece treptat la conglomeratele de Pleșu, prin intermediul unei alternanțe de gresii și conglomerate verzi.

Ajungem astfel la concluzia că, în Culmea Pleșu, orizontul subconglomeratic din pîrîul Catrinei și gresia de Moișa, din orizontul supraconglomeratic, aparțin orizontului verde denumit „strate de Borzești" în valea Tazlăului Mare.

Totodată, prin această interpretare, revenim la părerea lui S. Athanasiu (3) care a semnalat, încă din 1907, două nivele de conglomerate în Culmea Pleșu, unul oligocen și altul miocen, cu deosebirea că atribuim vîrsta burdigaliană (miocen) conglomeratelor considerate de acesta ca oligocene, iar în ceea ce privește conglomeratele considerate de autorul menționat miocene, le precizăm poziția stratigrafică în baza orizontului roșu al helvețianului.

Mai la nord, în valea Suha Mică, gresia de Moișa, dezvoltată în Dealul Pleșa la Drăceni, avînd conglomerate verzi în bază, a fost numită de P. Polonic și echipa sa[1] „stratele de Drăceni", cărora le atribuie vîrsta helvețiană. Se pare că, și în această regiune, orizontul roșu lipsește, orizontul verde suportînd direct orizontul cenușiu al belvețianului. Această depășire a orizontului roșu al helvețianului de către orizontul cenușiu, care stă peste conglomeratele orizontului verde, are un caracter mai general în regiunea de la nord de Piatra-Neamț.

În privința oligocenului și eocenului din pîrîul Catrinei, ne alăturăm punctului de vedere exprimat de I. Popescu-Voitești (11) că aceste iviri reprezintă o Klippă de rabotaj (fig. 1).

Analiza petrografică a gresiilor de Moișa și a gresiilor din stratele de Drăceni arată aceleași minerale și același ciment la ambele roci recoltate din pîrîul Chiliei și din Dealul Pleșa de la Drăceni. Lipsesc resturile organice, cuarțul este nerulat, glauconitul este relativ puțin, sub formă de granule rotunjite ; au clorit verde, slab pleocroic, și clorit verde puternic pleocroic ; culoarea rocii este dată atît de clorit cît și de glauconit. Rocile au mult muscovit răspîndit mai ales în ciment. Fragmentele de roci străine sînt reprezentate mai ales de marne micacee și de roci cristaline de tipul cuarțitelor cu muscovit și clorit. Cloritul provine din transformarea biotitei, care se găsește de altfel și netransformată, însă în cantitate mai redusă[2].

ВОЗРАСТ ПЕСЧАНИКОВ ТИПА МОЙША

РЕЗЮМЕ

В настоящей работе автор, изучая геологические формации на горе Кульмя Плешулуй, приходит к заключению о синхронном характере и принадлежности к зеленому горизонту, т.е. к „слоям Борзешть",

[1] P. Polonic, G. Polonic, S. Luță și G. Șerban, *Prospecțiuni geologice pentru cărbuni în regiunea Gura-Humorului — Bogata*, Raport, Com. geol., București, 1959.

[2] Probele au fost analizate în secțiuni subțiri de Maria Fărcășanu de la Comitetul geologic.

как подконгломератового горизонта, обнажающегося по долине Валеа Катриней, так и надконгломератового горизонта песчаников типа Мойша. При таком истолковании, на горе Кульмя Плешулуй, автором выделяется два конгломератовых горизонта: один горизонт конгломератов в основании красного горизонта гельвета ([5] рис. 1) и второй горизонт конгломератов типа Плешу — в основании зеленого горизонта бурдигала ([4] рис. 1). Олигоцен и эоцен, развитые по долине Валеа Катриней, рассматриваются как останцы тектонического покрова, согласно точки зрения И. П. Войтешть [10]. С тектонической точки зрения, гора Кульмя Плешулуй представляется не как антиклиналь, а как разбитая сбросами моноклиналь, оторванная от фундамента и надвинутая к северо-востоку на платформенные образования сармата (рис. 1).

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Поперечный разрез горы Кульмя Плешулуй (дол. Валеа Катриней). *Эоцен. 1* — слои Бисерикань. *Олигоцен.* 2 — белые битуминозные мергели (нижние менилиты). *Миоцен. 3* — мергели и зеленые песчаники (бурдигал, зеленый горизонт); *4* — зеленые конгломераты (бурдигал, зеленый горизонт) ; *5* — красные конгломераты (гельвет, красный горизонт); *6* — мергели и зеленые песчаники (гельвет, красный горизонт); *7* — соленосная формация (аквитан); *8* — сарматские отложения платформы.

L'ÂGE DU GRÈS DE MOIŞA

RÉSUMÉ

Dans le présent travail, l'auteur arrive à la conclusion que, dans Culmea Pleşului, l'horizon subconglomératique apparaissant dans le ruisseau de Catrina et le grès de Moişa de l'horizon superconglomératique sont synchrones et appartiennent tous les deux à l'horizon vert ou aux « Couches de Borzeşti ». Cette interprétation permet de faire ressortir que, dans Culmea Pleşului apparaissent deux niveaux de conglomérats : le niveau des conglomérats de la base de l'horizon rouge de l'Helvétien ([5] fig. 1) et le niveau des conglomérats de Pleşu à la base de l'horizon vert du Burdigalien ([4] fig. 1). L'Oligocène et l'Eocène de la vallée de la Catrina sont interprétés comme des « klippen » de rabotage, dans le sens des opinions de I. P. Voiteşti [10]. Au point de vue tectonique Culmea Pleşului ne constitue pas un anticlinal, mais un monoclinal faillé, détaché du fondement et surmontant vers le NE le Sarmatien de la plate-forme (fig. 1).

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Section transversale par Culmea Pleşului (vallée de la Catrina). *Eocène. 1*, Couches de Bisericani ; *Oligocène. 2*, marnes blanches bitumineuses (ménilites inférieurs) ; *Miocène. 3*, Marnes et grès verts (Burdigalien, horizon vert) ; *4*, conglomérats verts (Burdigalien, horizon vert). *5*, conglomérats rouges (Helvétien, horizon rouge) ; *6*, marnes et grès verts (Helvétien, horizon rouge) ; *7*, formation à sel (Aquitanien) ; *8*, Sarmatien de la plate-forme.

BIBLIOGRAFIE

1. ATANASIU I., *Contributions à la stratigraphie et la tectonique du Flysch marginal moldave*, Ann. Sci. Univ. Jassy, 1959, **XXV** (1938—1939), *I*.
2. ATHANASIU S., *Esquisse géologique des régions pétrolifères des Carpathes du district de Bacău*, Congr. Inst. du pétrol, III-ème Sess., Guide 4, București, 1907.
3. — *Formațiunea saliferă miocenă din bazinul Cuejdului și al Almașului din districtul Neamțu și raporturile sale cu Flișul*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1917, **VII** (1915—1916), 397—404.
4. BĂNCILĂ I., *Geologia Carpaților Orientali*, Edit. tehnică, București, 1958.
5. COBĂLCESCU GR., *Geologische Untersuchungen in Buzeuer Districte*, Verh. der k.k. geol. B—A, Viena, 1882, 227—231.
6. — *Studii geologice și paleontologice asupra unor tărîmuri terțiare din unele părți ale Romîniei*, Mem. geol. ale Școlii Militare din Iași, București, 1883.
7. — *Formațiunea saliferă sau secunda formațiune Mediterană*, Mem. geol. ale Școlii Militare din Iași, București, 1883.
8. GRIGORAȘ N., *Geologia zăcămintelor de petrol și gaze din R.P.R.*, Edit. tehnică, București, 1961.
9. JOJA T., *Cercetări geologice între V. Rîșcei și V. Agapiei*, An. Com. geol., 1952, **XXIV**.
10. PAUL K. M., *Grundzüge der Geologie der Bukovina*, Jahrb. der k.k. geol. RA, Viena, 1876, **XXVI**.
11. POPESCU-VOITEȘTI I., *L'âge des conglomérats de Pietricica, de Gîrcina et de Pleșul*, C.R. Acad. Sci. de Roumanie, 1945, **VII** (1943—1945).

CONTRIBUȚII LA STUDIUL INOCERAMILOR ȘI AMONIȚILOR NEOCRETACICI DIN ÎMPREJURIMILE VINȚULUI (MUNȚII APUSENI)

DE

ELENA POPA-DIMIAN

Comunicare prezentată de academician M. G. FILIPESCU în ședința din 21 mai 1963

În regiunea văii Vințului, renumită prin abundența și diversitatea faunelor sale neocretacice, se întîlnesc mai multe puncte fosilifere, devenite clasice prin studiile efectuate de M. Palfy și Fr. Nopcsa.

În prima sa lucrare privitoare la această regiune, M. Palfy (41) repartizează neocomianului și senonianului superior depozitele cretacice din împrejurimile Vințului.

În senonianul superior separă de jos în sus următoarele orizonturi :

a) Orizontul cu inocerami, din care menționează pe *Inoceramus cripsi* Mant. precum și alte specii de lamelibranhiate și gasteropode.

b) Orizontul cu *Acteonella* în care semnalează între altele prezența speciei *Acteonella gigantea* Sow.

c) Orizontul cu ceriți.

d) Orizontul cu *Sabal major.*

În aceeași lucrare, M. Palfy prezintă un studiu paleontologic sistematic al lamelibranhiatelor și gasteropodelor din orizonturile enumerate. Autorul însă nu figurează tocmai inoceramii care ar putea da indicații sigure de vîrstă și a căror determinare, față de schimbările survenite în taxonomia acestor forme, ar necesita o revizuire.

În 1903, același autor precizează vîrsta stratelor cu inocerami din regiunea Vîntului, arătînd că ele aparțin campanianului.

Fr. Nopcsa în 1905 (37) determină, pe un material remis de M. Palfy din valea Stăuini și valea Vințului, speciile *Pachydiscus neubergicus*, *P. colligatus* și *Scaphites* sp. Pe baza acestei faune Fr. Nopcsa confirmă vîrsta campaniană a orizontului cu inocerami, recunoscută mai înainte de M. Palfy.

Nici acest autor nu figurează în lucrarea sa speciile determinate şi nici nu indică colecţia în care au fost depuse.

G. Macovei şi I. Atanasiu (30) reconsideră vîrsta stratelor cu inocerami atribuindu-le, pe baza speciilor *Pachydiscus neubergicus* şi *P. colligatus*, maastrichtianului inferior.

D. Iacob (25) reafirmă vîrsta maastrichtiană a depozitelor de la sud de creasta Ampoi—Mureş, inclusiv cele din sectorul Blandiana—Stăuini de unde menţionează în plus pe *Baculites anceps.*

Aceleaşi depozite sînt figurate pe harta geologică a R.P.R. scara 1 : 500 000 ca aparţinînd cenomanianului şi, în parte, senonianului.

Din cele de mai sus rezultă că cercetătorii care au studiat anterior depozitele cretacice din zona considerată au ajuns la rezultate destul de diferite în ceea ce priveşte corelările stratigrafice bazate pe studiul faunelor. Deşi acestea au constituit obiectul a numeroase cercetări, pînă în prezent nu s-a realizat un studiu de detaliu privind în special inoceramii şi amoniţii a căror valoare stratigrafică este bine cunoscută.

Dispunînd de un material paleontologic relativ bogat care cuprinde şi specii încă nesemnalate în această regiune, autoarea consideră utilă completarea cercetărilor anterioare.

Acest material a fost recoltat din teritoriul cuprins între valea Mureşului la SE, valea Pîclişa la N şi NE, văile Blandianei şi Galaţilor la SV şi V (fig. 2) unde se situează şi punctele fosilifere clasice a căror faună a fost studiată de M. Palfy şi Fr. Nopcsa.

În afară de macro- şi microfaunele provenind din acest teritoriu, materialul studiat cuprinde fosile din acelaşi interval stratigrafic, dar recoltate în regiuni învecinate, şi anume : un exemplar de *Hoplitoplacenticeras vari* Schlüter, colectat de I. C. Motaş[1] din plaiul dintre valea Pîclişa şi Pîrîul cel Mare (fig. 2) şi un exemplar de *Inoceramus cardissoides* Goldfuss recoltat de S. Balş şi D. Jipa din împrejurimile localităţii Bozeş (fig. 1).

DATE BIOSTRATIGRAFICE

Cea mai mare parte a faunei care face obiectul acestui studiu provine din secvenţele de marne nisipoase cenuşii care intervin în faciesul detritic grosier litoral dezvoltat în estul regiunii.

Două dintre speciile de inocerami determinate au fost recoltate din faciesul de fliş (stratele de Bozeş) care se îndinţează cu faciesul litoral şi se dezvoltă mai la vest.

Pe baza studiilor macro- şi microfaunei recoltate s-au obţinut unele rezultate biostratigrafice noi privind cretacicul superior din această regiune.

Astfel s-a stabilit prezenţa turonianului şi a santonianului încă nesemnalate în această regiune şi s-au găsit noi argumente paleontologice care confirmă prezenţa campanianului în teritoriul considerat.

---

[1] Gr. Popescu şi I. C. Motaş, *Cercetări geologice în partea de S şi SE a Munţilor Mureşului*, Arh. Inst. geol., 1954.

Turonianul inferior este pus în evidenţă de prezenţa speciei *Inoceramus labiatus* Schloth. (fig. 2, F.$_{11}$).

Pe baza microfaunei[1] (fig. 2, α, β, δ) ca şi pe baza speciei *Inoceramus cardissoides* Goldfuss (santonian inferior) s-a stabilit de asemenea prezenţa santonianului.

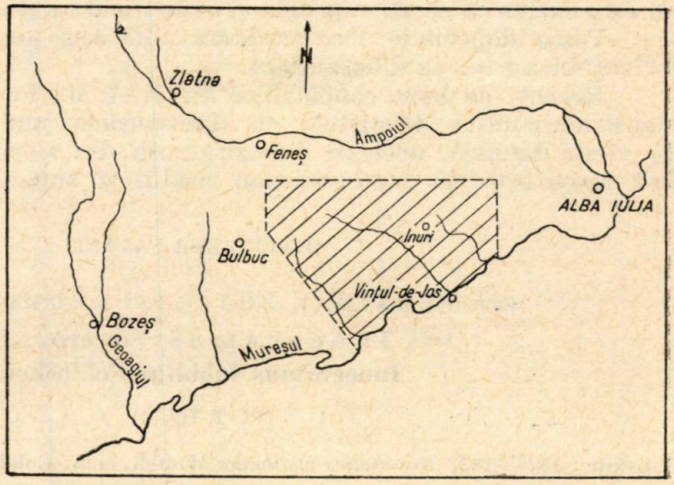


Fig. 1. — Schiţa amplasării regiunii văii Vinţului, scara 1 : 500 000.

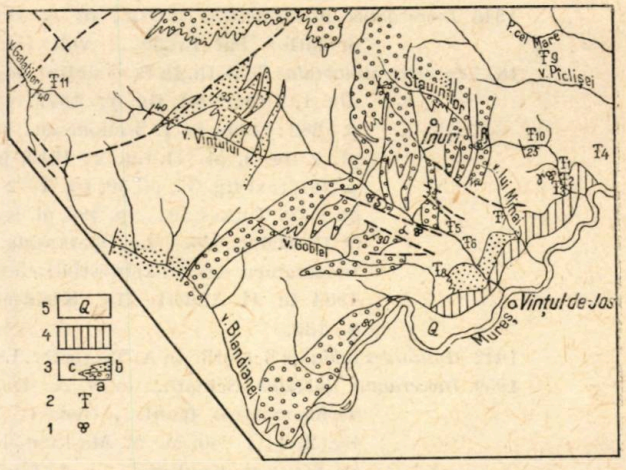


Fig. 2. — Punctele fosilifere din regiunea văii Vinţului (datele geologice după M. Dimian şi E. Dimian) scara 1 : 2 000 000. *1*, Analize micropaleontologice; *2*, punct fosilifer; *3*, turonian-maastrichtian inferior (*3a*, facies conglomeratic, în est marne nisipoase; *3b*, facies de tranziţie; *3c*, facies de fliş); *4*, maastrichtian mediu şi superior (formaţiunea roşie); *5*, cuaternar.

Prezenţa campanianului a fost pusă în evidenţă pe baza speciei *Hoplitoplacenticeras vari* Schlüter (F $_9$), fosil de zonă pentru campanianul superior, ca şi pe baza speciei *Inoceramus balticus* Böhm (F $_3$, F $_{10}$). Tot din campanian s-au recoltat şi determinat speciile *Pachydiscus egertoni* Forbes (F $_2$), *P. colligatus* (Binckhorst) (F$_2$, F$_5$), alături de care apare şi o microfaună (γ) caracteristică în general pentru acest etaj.

[1] Analizele micropaleontologice au fost efectuate de T. Neagu.

Dintr-un nivel plasat mai sus stratigrafic (F_4, F_6, F_7, F_8) s-au recoltat și determinat speciile *Acteonella gigantea* Sow. și *Acteonella* sp. (aff. *A. lamarcki* Zk). Peste acest nivel se dispune nivelul cu ceriți și *Melanospidae* a cărui faună a fost studiată de M. Palfy (41).

Este posibil ca aceste nivele să aparțină tot campanianului, însă nu este exclus ca ele să cuprindă și maastrichtianul inferior.

Peste depozitele maastrichtian inferioare se dispune discordant formațiunea roșie cu dinosaurieni.

Recent, pe baza concluziilor lui J. A. Jeletsky, care atribuie maastrichtianului depozitele cu dinosaurieni mai înainte considerate de vîrstă daniană, aceleași depozite roșii din împejurimile Vințului au fost repartizate la maastrichtian mediu și superior (11).

DESCRIEREA FAUNEI

Fam. **PERNIDAE** Zittel (= **ISOGNOMONIDAE**)

Gen. **Inoceramus** Sowerby, 1819

Inoceramus labiatus Schlotheim

(Pl. I, fig. 4)

Referințe : 1826—1833 *Inoceramus mytiloides* Mantell, in A. Goldfuss, Petrefacta Germaniae. Part. I..., tab. II, pl. CXIII, fig. 4 a—b.

1846 *Inoceramus problematicus* d'Orb., in A. d'Orbigny (non *I. problematicus* Schloth.) Pal Franc... vol. III, p. 510, pl. CCCCVI, fig. 1—7.

1872 *Inoceramus labiatus* Schloth., in B. Geinitz, Das Elbthalgebirge... p. 46, pl. 12, fig. 1, 2 (partim), fig. 3; 1877, in C. Schlüter, Zur Gattung ... p. 262; 1899, in I. Simionescu, Fauna cretacică... Ürmös, p. 23, pl. I, fig. 9, pl. II, fig. 2; 1910, in H. Woods, A. monograph... p. 281, text fig. 37, pl. 50, fig. 1—2 (partim); 1916, in A. D. Arhanghelsky, Turkestan... p. 499, pl. I, fig. 22, fig. 20, 2 (partim); 1928, in R. Heinz, Über die Oberkreide... p. 61; 1929, in Heine, Die Inoceramen des Mittelwestfälischen... p. 56, pl. V, fig. 25, 26; 1934, in H. Andert, Die Kreideablagerungen zwischen Elbe... p. 136.

1942 *Mytiloides labiatus* Schloth., in A. Tsagarély, Les Inocérames crétacés... p. 134.

1959 *Inoceramus labiatus* Schloth., in S. A. Dobrov i M. M. Pavlova, Atlas verhnemelovoi faunî... (redact. M. M. Moskvin), p. 136, pl. 4, fig. 2, 3; 1 960, M. M. Moskvin i M. M. Pavlova, Nijnii Turon na Severom Kavkaze... p. 132, pl. I, fig. 3—5.

Materialul recoltat cuprinde un singur exemplar care poate fi atribuit acestei specii reprezentat prin mulajul extern al valvei stîngi. Aripa posterioară nu este conservată. Specimenul examinat se apropie cel mai mult de cele descrise și figurate de Goldfuss și d'Orbigny (în special pl. CXIII, fig. 4 b în Goldfuss, respectiv pl. 406, fig. 6 în d'Orbigny). Prezintă de asemenea caractere comune cu majoritatea exemplarelor de *I. labiatus* descrise și figurate de diferiți alți autori (14), (55),

(59), (2), (20), (19). Conturul linguiform, inflexiunea liniei axiale către partea posterioară pe măsura avansării spre marginea paleală, ornamentația caracteristică sînt criteriile cele mai sigure pentru determinarea acestei specii, fapt subliniat de altfel de către mai mulți autori (R. Heinz, F. Heine).

Prezența unui ax curbat spre posterior exclude posibilitatea de confundare a acestei specii cu *I. sublabiatus*, ca și cu *I. labiatus* var. *carpathica* Sim. de care se deosebește și printr-un contur curb al marginii anterioare iar nu unghiular.

Specia are cea mai largă răspîndire în turonianul inferior din Crimeea, Caucaz, Asia Centrală, Platforma Rusă, Europa de apus, America de Nord, India, nordul Africii. Ea este aproape unanim considerată ca fosil conducător pentru turonianul inferior (14), (55), (51), (2), (49), (52), (22), (1), (58), (27).

Localitate și nivel stratigrafic: valea Galaților (F_{11}), turonian inferior.

Inoceramus cardissoides Goldfuss

(Pl. I, fig. 3).

Referință tip: 1836 *Inoceramus cardissoides* Goldfuss, Goldfuss, Petref. Germ., vol. II, p. 112, pl. CX, fig. 2.

Alte referințe: 1877 *I. cardissoides* Goldfuss, in C. Schlüter, Zur Gattung Inoceramus.., Paleontographica 24, p. 274; 1912, in H. Woods, Cretaceous Lamellibranchia... p. 300. Text fig. 57, 58 partim; 1929, in F. Heine, Die Inoceramen des Mittelwestfälischen Emchers... p. 67, pl. VII, fig. 37, pl. VIII, fig. 43; 1930, in L. Riedel, Zur Stratigraphie... p. 655 (pl. 74, fig. 3 partim); 1959, in S. A. Dobrov i M. M. Pavlova, Atlas verhnemelovoi... (redact. M. M. Moskvin), p. 149, pl. XII, fig. 2

Judecînd după ornamentație, singurul exemplar recoltat este perfect comparabil cu cele descrise și figurate de F. Heine ((19), pl. VIII, fig. 37 în special). Este conform de asemenea descrierii făcute de C. Schlüter (49), considerațiilor lui L. Riedel (47) și, în parte, descrierii date de H. Woods (59). Față de specimenul tip al lui A. Goldfuss eșantionul diferă mai ales prin faptul că prezintă bifurcații ale coastelor de ordinul I, caracter particular care apare la un număr redus de exemplare, după cum arată Heine la descrierea speciei.

Față de *I. pachti* Arkh. (19), (47), de care specia *I. cardissoides* s-ar putea eventual apropia, eșantionul se deosebește prin: secțiunea ascuțită a coastelor și arcul mai larg deschis al acestora, prezența coastelor de ordinul II bine dezvoltate, precum și prin prezența unor coaste radiare puternice. Față de *I. subcardissoides* Schluter cu care specia *I. cardissoides* ar avea unele afinități ((49), p. 271, pl. XXXVII) exemplarul studiat se distinge net. Acesta este de talie mare, apropiindu-se de exemplarele de *I. cardissoides* descrise de Schlüter din bazinul Westfaliei și ale căror dimensiuni pot depăși 30 cm.

Specia *I. cardissoides* este considerată ca fosil conducător pentru santonianul inferior (49), (19), (32).

Ea este menționată din santonianul inferior din Caucazul de nord, Crimeea, Asia Centrală, Platforma Rusă și Europa de apus.

La același nivel stratigrafic se situează și exemplarele de talie mare din Westfalia descrise de Schlüter.

Localitate și nivel stratigrafic: împrejurimile Bozeșului, santonian inferior.

Inoceramus balticus J. Böhm

(Pl. III, fig. 9 și 10)

Referință tip : 1907 *Inoceramus balticus* J. Böhm, Zeitschr. d. deutsch. geol. Gesellsch., Monatsberichte Nr. 4, p. 113 (Nom. nov. pro. *Inoceramus cripsi* Mant., in A. Goldfuss, Petref. Germ., 2, p. 116, pl. 112, fig. 4 b).

Alte referințe : 1909 *Inoceramus balticus* Böhm, in Schroeder u. J. Böhm, Subhercynen Kreidemulde... p. 47, pl. XI, fig. 2, pl. XII, fig. 1 ; 1911, in Woods, A monograph... p. 293, text fig. 51—53 ; 1933 *Selenoceramus* (*Cataceramus*) aff. *balticus* Böhm, in R. Heinz, Inoceramen von Madagascar...p. 253, tab. 21, fig. 5 ; 1959 *Inocerarmus balticus* Böhm, in S. A. Dobrov i M. M. Pavlova, Atlas verhnemelovoi faunî... p. 139, pl. XVII, fig. 1,2.

Unul din exemplarele de talie mai mare din cele recoltate (pl. III, fig. 9) se apropie pînă la identitate de formele descrise și figurate de H. Woods ((59), p. 293, text fig. 51—53) ; prezintă asemănări și cu exemplarele de *I. balticus* descrise și figurate de S. A. Dobrov și M. M. Pavlova ((32), în special fig. 2, pl. XVII). De specimenele figurate de J. Böhm se apropie mai ales în ceea ce privește poziția, forma și proeminența umbonelui ((4), pl. XII, fig. 1) ; un exemplar tînăr de *I. balticus* provenind din același profil (pl. III, fig. 10) prezintă și el multe caractere comune cu specimenul tip.

Specia *I. balticus* are frecvența cea mai mare în campanian fiind larg răspîndită în campanianul din Crimeea, Caucaz, Asia Centrală (32) dar se găsește citată și din maastrichtian (23).

Localitate și nivel stratigrafic: valea Stăuini (F_3,F_{10}), campanian.

Fam. **PACHYDISCIDAE** Spath, 1922

Gen. **Pachydiscus** Zittel, 1884

Pachydiscus colligatus (Binckhorst)

(Pl. I, fig. 5)

Referințe : 1890 *Pachydiscus colligatus* Binckhorst, in J. Seunes, Contributions a l'étude... p. 6, pl. II, fig. 4 ; 1893, in A. de Grossouvre, Les ammonites... p. 202, pl. XXIV, fig. 1, 3, pl. XXXIII ; 1908, in A. de Grossouvre, Description des Ammonitidés... p. 28, pl. IV, V, VI, VII, VIII ; 1913, in J. Nowak, Cephalopoden der oberen Kreide... p. 361, pl. XLIII, fig. 30, pl. XLIV, fig. 39 ; 1931, in E. Basse, Monographie pal. du crét... p. 28, pl. III, fig. 6,7.

1938 *Porapachydiscus colligatus* Binckhorst, in M. Collignon, Amon. camp.-maestrich... p. 80, pl. V, fig. 1, 1a.

1959 *Pachydiscus colligatus* (Binckhorst), in D. P. Naidin (redact. M. M. Moskvin), Atlas verhnemelovoi faunî... p. 186, pl. XI, fig. 4.

Unul din exemplarele recoltate (de care va fi mai ales vorba) se apropie pînă la identitate atît ca ornamentaţie cît şi ca formă a turului (privit ventral) de unul din eşantioanele figurate de A. de Grossouvre ((16), pl. XXIV, fig. 1 a, 1 b).

Linia lobară, conservată parţial, este de tipul indicat de autori pentru această specie ((17), p. 30, pl. VI; (39), pl. XLIV, fig. 39).

Judecînd după coastele puternic proverse în partea externă a flancurilor şi conform cu descrierea făcută de A. de Grossouvre (17) acest exemplar se încadrează printre formele de talie medie.

Un alt exemplar de talie mai mare determinat ca *Pachydiscus* sp. (pl. II, fig. 8) nu prezintă o ornamentaţie clară, dar linia lobară este foarte apropiată de cea de la *Pachydiscus colligatus*, aşa încît nu este exclus ca el să reprezinte aceeaşi specie.

Specia *Pachydiscus colligatus* apare în campanianul superior dar prezintă frecvenţa cea mai mare în maastrichtian. Ea este citată din campanianul superior din Madagascar (8), (23) şi din maastrichtianul din Crimeea, Caucaz, partea de vest a R.S.S. Ucrainene, R. P. Polonă, R. P. Bulgaria, Europa de vest, Madagascar (32).

Localitate şi nivel stratigrafic: valea Stăuini, valea Vinţii (F_2, F_5), campanian superior.

Pachydiscus egertoni Forbes

(Pl. II, fig. 7)

Referinţe: 1861 *Ammonites egertonianus* Forbes, in F. Stoliczka, The Fossil Cephalopoda... p. 104, pl. LIII, fig. 1—4.

1898 *Pachydiscus egertoni* Forbes, in F. Kossmat, Südind. Kreideform... p. 94, tab. XV, fig. 4.

1908 *Pachydiscus neubergicus* v. Hauer, in A. de Grossouvre, Ammon. Crét. sup. Limbourg... p. 30, pl. IX, fig. 3, 4.

1913 *Pachydiscus egertoni* Forbes, in J. Nowak, Cephalopoden der oberen Kreide... p. 354, pl. XLI, fig. 13, pl. XLIII, fig. 28, pl. XLIV, fig. 38.

1932 *Parapachydiscus egertoni* Forbes, in M. Collignon, Fossiles du Crétacée supérieur du Menabe... p. 20, pl. VII, fig. 1, 1a, 1b.

Materialul recoltat cuprinde mai multe exemplare tinere aparţinînd acestei specii. Pe unul dintre acestea, mai bine conservat, se observă linia lobară.

Specia *P. egertoni* Forbes a fost considerată de unii autori (16), (17), (39), (10) sinonimă cu *P. neubergicus* v. Hauer.

După cercetări mai recente (7), (8), (9) s-a ajuns la concluzia că *P. egertoni* şi *P. neubergicus* sînt două specii distincte. Caracterele distinctive sînt date de forma tururilor şi de ornamentaţie. Identificarea uneia sau alteia dintre aceste specii nu se poate face însă decît în cazul exemplarelor adulte (8). Linia lobară a celor două specii este identică sau în orice caz foarte apropiată. M. Collignon (9) este de părere că în afara diferenţelor specifice, *P. egertoni* precede în timp pe *P. neubergicus*. Astfel în Madagascar *P. egertoni* se găseşte în campanian iar *P. neubergicus* în maastrichtian.

Exemplarul cu linia lobară conservată menționat mai sus fiind juvenil este greu de precizat căreia din cele două specii îi aparține. El se apropie pînă la identitate de exemplarele tinere de *P. neubergicus* figurate și descrise de A. de Grossouvre ((16), p. 118, pl. 26, fig. 3), care la rîndul lor sînt identice cu exemplare tinere de *P. egertoni*, judecînd după descrierile făcute de autori.

Linia lobară este bine conservată și se aseamănă cu linia lobară a ambelor specii.

Ținînd însă seamă pe de o parte de faptul că exemplarele recoltate în regiunea Vințu provin dintr-un nivel cu microfaună campaniană, autoarea înclină mai degrabă să le atribuie speciei *P. egertoni*. Pe de altă parte, dacă formele desemnate ca *P. neubergicus* și *P. egertoni* aparțin unei singure specii, așa cum au susținut unii autori (17), prioritatea revine numelui dat de Forbes (*P. egertoni*).

Localitate și nivel stratigrafic : valea Stăuini (F_2), campanian superior.

Fam. **PLACENTICERATIDAE** Hyatt, 1900

Gen. **Hoplitoplacenticeras** Spath, 1922 (ex Paulcke, 1906)

Hoplitoplacenticeras vari (Schlüter)

(Pl. II, fig. 6)

Referință tip : 1876 *Ammonites vari* Schlüter, in C. Schlüter, Cephalopoden der oberen deutschen Kreide, Palaeontographica, XXIV, p. 160 (Nom. nov. pro. *Ammonites striatocostatus* Schlüter l.c , XXI, 1872, p. 65, pl. XX, fig. 1—4).

Alte referințe : 1893 *Hoplites vari* Schlüter var. *marroti* Coquand, in A. de Grossouvre, Ammon. craie supér... p. 118, pl. VIII, fig. 3, pl. IX, fig. 2, 3; 1898, in P. Choffat, Faune crét. du Portugal, p. 80, pl. XX, fig. 1—5.

1931 *Hoplites vari* Schlüter, in E. Basse, Monographie paleontologique... Madagascar, p. 35, pl. V, fig. 1—3.

Materialul colectat cuprinde un singur exemplar care poate fi atribuit acestei specii. Specimenul examinat se apropie de specia descrisă de C. Schlüter, și în special de subspecia *H. vari* var. *marroti* Coquand figurată și descrisă de A. de Grossouvre ((16), p. 118, pl. IX, fig. 2 și 3) și P. Choffat ((5), p. 80, pl. XX, fig. 1 a, 2, 4).

Hoplitoplacenticeras vari este un fosil de zonă pentru campanianul superior (34), (45).

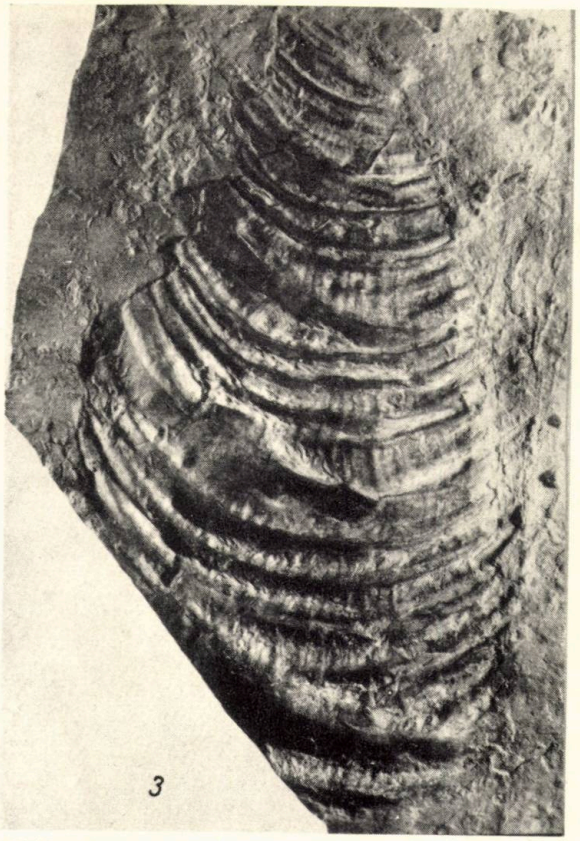
Localitate și nivel stratigrafic : plaiul dintre valea Pîclișa și Valea Mare (F_9), campanian superior.

PLANȘA I

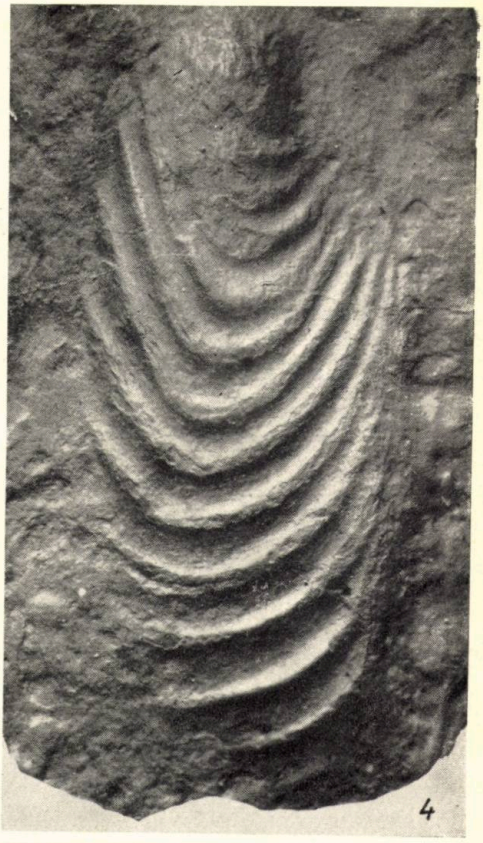
Fig. 3. — *Inoceramus cardissoides* Goldfuss ($\times \frac{10}{17}$) — Bozeș.

Fig. 4. — *Inoceramus labiatus* Schloth. (1/1) — valea Galaților.

Fig. 5, *a* și *b*. — *Pachydiscus colligatus* (Binckhorst) — valea Stăuini ; *a*, lateral ($\times \frac{10}{7}$) ; *b*, ventral ($\times \frac{16}{11}$).



3



4

5a

5b

PLANȘA II

Fig. 6. — *Hoplitoplacenticeras vari* (Schlüter) ($\times \frac{2}{1}$) — plaiul dintre valea Pîclișa și Pîrîul cel Mare.

Fig. 7, *a* și *b*. — *Pachydiscus egertoni* Forbes (lateral, $\times \frac{10}{4}$) — valea Stăuini.

Fig. 8. — *Pachydiscus* sp. — valea Stăuini; *a*, lateral ($\times \frac{7}{10}$); *b*, ventral ($\times \frac{10}{11}$).

6

8a

7a

7b

8b

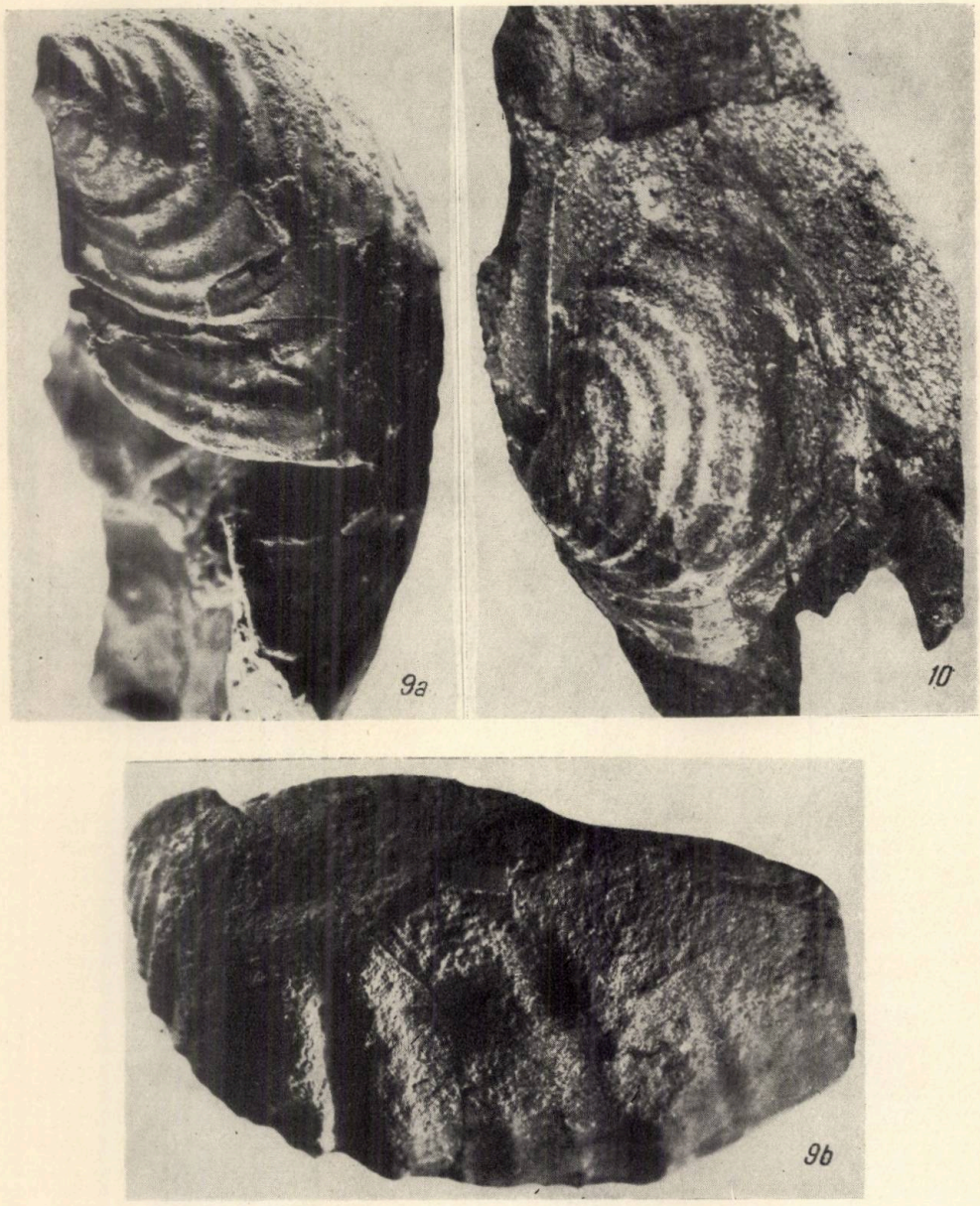


Fig. 9. — *Inoceramus balticus* Böhm — valea Stăuini; *a*, dorsal ($\times \frac{2}{3}$); *b*, anterior ($\times \frac{2}{3}$)

Fig. 10. — *Inoceramus balticus* Böhm (juv.) ($\times \frac{2}{1}$) — valea Stăuini.

К ИЗУЧЕНИЮ ИНОЦЕРАМОВОЙ И АММОНИТОВОЙ ФАУНЫ В ВЕРХНЕМЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ В ОКРЕСТНОСТЯХ с. ВИНЦУ (ЗАПАДНЫЕ ГОРЫ)

РЕЗЮМЕ

Дается описание результатов палеонтологического исследования фауны иноцерам и аммонитов, развитой в верхнемеловых отложениях района Винцу.

На основании палеонтологического материала, включающего новые для этого района виды, автор приходит к новым биостратиграфическим заключениям о верхнемеловом исследуемого района.

Впервые выделяются турон и сантон, установленные как на основании видов Inoceramus labiatus Schloth. (нижний турон) и Inoceramus cardissoides Goldfuss (нижний сантон), так и на основании руководящей микрофауны.

Новые палеонтологические данные указывают на присутствие на территории исследованного района кампанского, о чем свидетельствует находка видов Hoplitoplacenticeras vari Schlüter, руководящей формы верхнекампанского и Inoceramus balticus Böhm. Кроме этого, присутствие кампанского подтверждается видами Pachydiscus egertoni Forbes и Pachydiscus colligatus (Binckhorst), а также и руководящей для этого этажа микрофауной.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Схематическая карта района долины Винцулуй (м-б 1: 500 000).

Рис. 2. — Фаунистические точки в районе долины Винцулуй (геологические данные по М. Димиану и Е. Димиану) (м—б 1 : 200 000).

1 — микропалеонтологические анализы; *2* — фаунистическая точка; *3* — турон — нижний маастрихт: (*3a* — конгломератовая фация, в восточной части песчанистые мергели; *3b* — переходная фация; *3c* — флишевая фация); *4* — средний и верхний маастрихт (красная формация); *5* — четвертичный.

Таблица I

Рис. 3. — Inoceramus cardissoides Goldfuss ($\times \frac{10}{17}$) Бозеш.

Рис. 4. — Inoceramus labiatus Schloth. (1/1) — дол. Валеа Галацилор.

Рис. 5, *a*, *b* — Pachydiscus colligatus (Binckhorst) дол. Валеа Стэуини, *a* — вид сбоку ($\times \frac{10}{7}$); *b* — брюшная сторона ($\times \frac{16}{11}$).

Таблица II

Рис. 6. — Hoplitoplacenticeras vari (Schlüter) ($\times \frac{2}{1}$) — возвышенность между дол. Пыклиша и р. Пырыул чел Маре.

Рис. 7, *a*, *b* — Pachydiscus egertoni Forbes (вид сбоку, $\times \frac{10}{4}$) — дол. Валеа Стэуини.

Рис. 8. — Pahydiscus sp. — дол. Валеа Стэуини. *a* — вид сбоку ($\times \frac{7}{10}$); *b* — — брюшная сторона ($\times \frac{10}{11}$).

Таблица III

Рис. 9. — Inoceramus balticus Böhm — дол. Валеа Стэуини. *a* — спинная сторона ($\times \frac{2}{3}$) ; *b* — передняя часть ($\times \frac{2}{3}$).

Рис. 10. — Inoceramus balticus Böhm (juv.) — дол. Валеа Стэуини ($\times \frac{2}{1}$).

CONTRIBUTION À L'ÉTUDE DES INOCÉRAMES ET DES AMMONITES NÉOCRÉTACÉS DES ENVIRONS DE VINŢU (MONTS APUSENI)

RÉSUMÉ

L'auteur présente les résultats de l'étude paléontologique d'une faune d'Inocérames et d'Ammonites néocrétacés récoltés dans la région de Vinţu. Le matériel paléontologique comprenant quelques espèces signalées pour la première fois dans cette région, on aboutit à de nouvelles conclusions bio-stratigraphiques concernant le Crétacé supérieur de cette région.

On établit ainsi la présence dans cette région du Turonien et du Santonien, grâce aux espèces *Inoceramus labiatus* Schloth. (Turonien inférieur) et *Inoceramus cardissoides* Goldfuss (Santonien inférieur) et à une microfaune spécifique. De nouveaux arguments paléontologiques permettent d'y confirmer aussi l'existence du Campanien : prèsence de l'espèce *Hoplitoplacenticeras vari* Schlüter, fossile de zone pour le Campanien supérieur, et de l'espèce *Inoceramus balticus* Böhm. On a identifié, de même, les espèces *Pachydiscus egertoni* Forbes et *P. colligatus* (Binckhorst), appartenant également au Campanien, à côté d'une microfaune caractéristique de cet étage.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Esquisse de la vallée de Vinţu (échelle 1 :500 000).

Fig. 2. — Points fossilifères dans la région de la vallée de Vinţu (données géologiques selon M. Dimian et E. Dimian) (échelle 1 :200 000). *1*, Analyses micropaléontologiques ; *2*, point fossilifère ; *3*, Turonien-Maestrichtien inférieur (*3a*, faciès conglomératique ; à l'est, marnes sableuses ; *3b*, faciès de transition ; *3c*, faciès de flysch) ; *4*, Maëstrichtien moyen et supérieur (formation rouge) ; *5*, Quaternaire.

Planche I

Fig. 3. — *Inoceramus cardissoides* Goldfuss ($\times \frac{10}{17}$) Bozeş.

Fig. 4. — *Inoceramus labiatus* Schloth. (1/1). Valea Galaţilor.
Fig. 5, *a* et *b* — *Pachydiscus colligatus* (Binckhorst). Valea Stăuini.
a, latéral ($\times \frac{10}{7}$); *b*, ventral ($\times \frac{16}{11}$).

Planche II

Fig. 6. — *Hoplitoplacenticeras vari* Schlüter ($\times \frac{2}{1}$) entre Valea Pîclişa et Pîriul cel Mare.

Fig. 7, *a* et *b*. — *Pachydiscus egertoni* Forbes (latéral, $\times \frac{10}{4}$) Valea Stăuini.

Fig. 8. — *Pachydiscus* sp. *a*, latéral ($\times \frac{7}{10}$); *b*, ventral ($\times \frac{10}{11}$). Valea Stăuini.

Planche III

Fig. 9. — *Inoceramus balticus* Böhm. Valea Stăuini. *a*, dorsal ($\times \frac{2}{3}$); *b*, antérieur ($\times \frac{2}{3}$).

Fig. 10. — *Inoceramus balticus* Böhm (juv.) ($\times \frac{2}{1}$). Valea Stăuini.

BIBLIOGRAFIE

1. ANDERT H., *Die Kreideablagerungen zwischen Elbe und Jeschken; Die Fauna der obersten Kreide in Sachsen, Böhmen und Schlesien*, Abh. Preuss. Geol. Landesanst. N. F., Berlin, 1934, 159.
2. АРХАНГЕЛЬСКИЙ А. Д., *Верхнемеловые отложения Туркестана*, Тр. Геол. Ком. Н. Сер. *151* (1916), Изд. АН СССР, Москва, 1952.
3. BASSE E., *Monographie paléontologique du Crétacé de la province de Maintirano, Madagascar*, Tananarive, 1931.
4. BÖHM J., *Über Inoceramus cardissoides auct*, Jahrb. d. Preuss., Geol. Landesanst, 1922, **XL** (1919), *II*.
5. CHOFFAT P., *Recueil d'études paléontologiques sur la faune crétacique du Portugal*, Lisabona, 1898, seria I, **I**.
6. COLLIGNON M., *Faunes sénoniennes du nord et de l'ouest du Madagascar*, Ann. Géol. du Serv. des Mines, 1931, *1*.
7. — *Paléontologie du Madagascar. XVII. Fossiles du Crétacé supérieur du Menabe*, Ann. Pal., 1932, **XXI**.
8. — *Ammonites campaniennes maestrichtiennes de l'ouest et du sud du Madagascar*, Ann. Géol. du Serv. des Mines, 1937—1938, *IX*.
9. — *Ammonites néocretacées du Menabe (Les Pachydiscidae)*, Ann. Géol. du Serv des Mines, 1955, *XXI*.
10. DIENER C., *Ammonoidea neocretacea*, Fossilium Catalogus, 1925, **I**, *29*.
11. DIMIAN M. şi DIMIAN E., *Date stratigrafice şi sedimentologice privind formaţiunile cretacice dintre valea Mureşului şi valea Ampoiului*, Dări de seamă Inst. geol., 1963, **L**.
12. FLEGEL K., *Die Kreide an der bomisch-schlesischen Grenze*, Jb. geol. R—A, 1905, **35**.
13. FUGGER E. u. KASTNER C., *Naturwissenschaftliche Studien und Beobachtungen aus und über Salzburg*, Salzburg 1885.
14. GEINITZ B., *Das Elbthalgebirge in Sachsen*, Paleontographica, 1872—1875, **20**, *II*.
15. GOLDFUSS A., *Petrefacta Germaniae*, Leipzig, 1826—1836, **I**, **II**.
16. GROSSOUVRE A. de, *Les Ammonites de la craie supérieure*, Paris, 1893.
17. — *Description des Ammonitidés du Crétacé supérieur du Limbourg belge et hollandais et du Hainaut*, Mém. Mus. Hist. Nat. de Belgique, 1908, **IV**.
18. HAUER F. VON, *Ueber die Cephalopoden der Gosauschichten*, Beitrag. z. Palaeontogr., 1858.

19. HEINE F., *Die Inoceramen des mittelwestfälischen Emschers und unteren Untersenons*, Abh. preuss. Geol. Landesanst, N/F, 1929, *120*.
20. HEINZ R., *Über die bisher wenig beachtete Skulptur der Inoceramenschale und ihre stratigraphische Bedeutung. Beiträge zur Kenntnis der oberkretazischen Inoceramen. IV*, Mitt. a. d. Min. Geol. Statsinst in Hamburg, 1928, *10*.
21. — *Über die Oberkreide Inoceramen der Inseln Fafanlap Jabatano und Jillu III im Missol-Archipel und ihre Beziehungen zu denen Europas und anderer Gebiete*, Mitt. a.d. Min. Geol. Statsinst in Hamburg, 1928, *10*.
22. — *Über die Oberkreide Inoceramen Süd-Amerikas und ihre Beziehungen zu denen Europas und anderer Gebiete. Beitr. zur Kenntnis der oberkretazischen Inoceramen. V*, Mitt. a. d. Min. Geol. Statsinst in Hamburg, 1928, *10*, 41.
23. — *Inoceramen von Madagascar und ihre Bedeutung für die Kreidestratigraphie. Beitr. zur Kennt. der Inoceramen. XII*, Zeitsch. d. Deutsch. geol. Ges., 1934, **85**.
24. HOURCQ V., *Les terrains sédimentaires de la région de Morondava*, Ann. Géol. Serv. des Mines de Madagascar, 1950, **XX**.
25. IACOB D., *Contributions à la connaissance du Crétacé supérieur dans le sud des Monts Apuseni*, Rev. Muz. Min. Geol. Cluj, 1944, **VIII**.
26. ILIE M., *Monts Métallifères de la Roumanie*, An. Inst. geol., 1950, **XXIII**.
27. КОЧУБИНСКИ С. Л., *Зона Inoceramus labiatus в Крейди Волино Подилской плити*, Геолог. Журнал, 1961, **XXI**/2
28. KOSSMAT F., *Untersuchungen über die südindische Kreideformation*, Beitr. z. Pal. Oesterreich-Ungarns u. d. Orients, 1897, **XI**, *2*.
29. KSIAZKIEWICZ M., *Jura i Kreda Bachowic*, Rocznik Pol. Tow. Geol., 1956, **XXIV** (1954), *2—3*.
30. MACOVEI G. et ATANASAIU I., *L'évolution géologique de la Roumanie. Crétacé*, An. Inst. geol. , 1931, **XVI**.
31. MITURA F., *Inoceramy gornokredowe Bachowic*, Rocznik. Pol. Tow. Geol., 1957, **XXVI**, *4*.
32. МОСКВИН М. М. (ДОБРОВ К. А. и ПАВЛОВА М. М., НАИДИН Д.П. и др.), *Атлас верхнемеловой фауны северного Кавказа и горнотопливной литературы*, Москва, 1959.
33. МОСКВИН М.М. и ПАВЛОВА М.М., *Нижний Турон на северном Кавказе*, Бюл. Московского Об-ва исп. природы отд. геологии, 1960, **XXXV** (*5*).
34. MOORE R., *Treatise on invertebrate Paleontology (L.) Mollusca*, Geol. Soc. of America, 1957, *4*.
35. MÜLLER G., *Mollusk. Untersen. v. Braunschweig u. Ilsede*, Abh. d. k. Preuss. Gol. Landesanst, NF, 1898, **25**.
36. NAGAO T. a. MATUMOTO T., *A Monography of the Cretaceous Inoceramus of Japan*, Journ. Fac. Sc. Hokkaido Imp. University, seria a IV-a, 1949, **VI**, *1*.
37. NOPCSA FR., *Zur Geologie der Gegend zwischen Gyulafehervar, Deva etc.*, Jahresb. k. ung. Geol. R., 1905, **XIV**.
38. — *On the Geological importance of the primitive reptilian fauna in the upermost Cretaceous of Ungary*, Quart. Journ. Géol. Soc., 1923, **LXXIX**, *313*.
39. NOWAK J., *Untersuchungen über Cephalopoden der oberen Kreide in Polen*, Bull. Acad. des Sciences de Cracovie, seria B., 1913.
40. ORBIGNY A. D', *Paléontologie française. Terrains crétacés*, Paris, 1846, **III**.
41. PALFY M., *Die oberenkreideschichten in der Umgebung von Alvincz*, Mitt. Jahrb. d. k. ung. geol. Anst., 1902, **XIII**.
42. — *Zwei neue Inoceramus-Riesen aus den oberen Kreideschichten der Siebenbürgischen Landesteile*, Föld. Közlöny, 1903, **XXII**, *10-12*.
43. — *Das rechte Ufer des Marostales in der Umgebung Algyogy*, Jahresb. k. ung. Geol. R., 1907.
44. PETRASCHECK W., *Über Inoceramus aus der Gosau und den Flysch der Nordalpen*, Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst, 1906, **LVI**.
45. PIVETEAU J., *Traité de Paléontologie*, Paris, 1952, **II**.
46. REDTENBACHER A., *Die Cephalopoden der Gosauschichten in den Nordöstlichen Alpen*, Abhandl. k. k. Geol. Reichsanst, 1873, **V**, *5*.
47. RIEDEL L., *Zur Stratigraphie und Faciesbildungen im Oberenscher und Untersenon am Südrande des Beckens von Münster*, Jahrb. d. Preuss. Geol. Landesanst, 1930, **LI**, partea a 2-a.

48. SCHLÜTER C., *Cephalopoden der oberen deutschen Kreide*, Palaentographica, 1872—1876, **XXI**.
49. — *Cephalopoden der oberen Kreide. Zur Gattung Inoceramus*, Palaeontographica, 1876—1877, **XXIV**.
50. SCHROEDER H. u. BÖHM J., *Geologie und Paläontologie der subhercynen Kreidemulde*. Abh. d. k. Preuss. Geol. Landesanst, NF, 1909, *56*.
51. SCUPIN H., *Die Löwenberger Kreide und ihre Fauna*, Palaeontographica, 1912—1913, supl. VI.
52. SEITZ O., *Die Stratigraphisch wichtigen Inoceramen des norddeutschen Turons*, Zeitschr. d. deutsch. Geol. Gesell., 1921, **73**, *1—2*.
53. — *Die Variabilität des Inoceramus labiatus v. Schloth.* Jahrb. d. Preuss. Geol. Landesanst, 1935, **LV**, *1*.
54. SEUNES J., *Contribution à l'étude des Céphalopodes du Crétacé supérieur de France*, Mém. Soc. Géol. de France, 1890, **2**.
55. SIMIONESCU I., *Fauna cretacică superioară de la Ürmös (Transilvania)*, Publ. Fond. „V. Adamachi", 1899, **IV**.
56. — *Cîţiva amoniţi din Cretacicul superior*, An. Acad. Rom., seria a III-a, 1944, mem. II, **XIX**.
57. STOLICZKA F., *The Fossil Cephalopoda of the Cretaceous Rocks of Southern India. Ammonitidae*, Pal. indica, 1861, **I**.
58. TSAGARÉLY A., *Les Inocerames crétacés de la Géorgie*, Travaux de l'Inst. Géol. Sér. géol. Tbilisi, 1942, **I** (*VI*), *2*.
59. WOODS H., *A monograph of the cretaceous Lamellibranchia of England, II*, Paleontogr. Soc., Londra, 1910 — 1912, părţile VII şi VIII.
60. YABE H. a. SHIMIZU S., *Notes on some cretaceous Ammonites from Japan and California*, Sc. Rep. Tohoku. Imp. Univ. Sendai, 1921, **V**, *3*.

ASUPRA PREZENȚEI UNOR CONODONTE ÎN TRIASICUL DE LA HAGIGHIOL (DOBROGEA)

DE

ELENA MIRĂUȚĂ

Comunicare prezentată de academician M. G. FILIPESCU în ședința din 5 martie 1963

INTRODUCERE

Scopul acestei note este de a pune în evidență existența conodontelor în depozitele triasice de la Hagighiol (Dobrogea).

În cadrul cercetărilor efectuate în vederea obținerii de conodonte din formațiunile paleozoice și triasice din Dobrogea, cinci probe din depozitele triasice de la Hagighiol au furnizat 26 de exemplare de conodonte reprezentînd 9 specii. Din detritusul obținut s-au mai separat resturi de pești, precum și numeroase foraminifere, în special aglutinante.

Deoarece aceasta este prima lucrare asupra conodontelor în limba romînă, considerăm necesar să dăm cîteva indicații asupra constituției, răspîndirii și clasificării lor.

Lipsa termenilor morfologici în limba romînă a stînjenit într-o oarecare măsură determinările, de aceea am încercat să găsim echivalenți cît mai adecvați pentru terminologia din limbile engleză și germană[1].

CONSTITUȚIA, RĂSPÎNDIREA ȘI CLASIFICAREA CONODONTELOR

Încă de la identificarea lor (P a n d e r , 1856), conodontele au constituit și constituie o problemă din punct de vedere paleozoologic. Compoziția chimică a conodontelor este aceeași cu a dinților și a oaselor

[1] Mulțumim tuturor celor care ne-au sprijinit și încurajat în studiul conodontelor, în special acad. G. M u r g e a n u, geologului bulgar C h r. S p a s o v, precum și conducerii Institutului geologic care ne-a creat condiții favorabile de lucru.

vertebratelor, fiind formată din apatit. Datorită formei lor au fost interpretate drept organe de pești (branhii), mandibule de viermi sau elemente de arthropode sau moluște. În prezent nu se cunosc animale cărora să le fie atribuite aceste elemente. Cu toate acestea s-au creat „familii", „genuri" și „specii", unanim recunoscute de către cercetătorii conodontelor.

Conodontele au dimensiuni cuprinse între 4 și 0,2 mm, greutatea specifică de 2,8—3,1, culoare brună sau brună-gălbuie și sînt rezistente în general atît la agenții chimici cît și la cei mecanici.

Din punctul de vedere al importanței practice conodontele se situează imediat după foraminifere și ostracode. Ele se întîlnesc în depozitele marine începînd din cambrianul mediu pînă în triasicul superior. În 1956 K. Diebel (3) menționează conodonte în cretacicul superior din Kamerun. Ele ating maximum de dezvoltare în ordovicianul inferior, devonianul superior și carboniferul inferior. Răspîndirea lor este universală, ceea ce a permis corelarea și completarea listelor de faună de conodonte găsite în America și Europa.

Conodontele au fost întîlnite în cele mai diferite tipuri de roci sedimentare marine, de aceea s-a presupus că existența lor nu depinde de facies. Totuși în ultimul timp s-a ajuns la concluzia că anumite diferențieri din cadrul unor asociații se datorează condițiilor faciale și nu diferitelor provincii faunistice (7).

Conodontele constituie un ordin (*Conodontophoridia*) care se împarte în două subordine, conform structurii lor, fibroase — *Neurodontiformes* sau lamelare — *Conodontiformes*. Acest ultim subordin se împarte în:

— grupa conodontelor conice — familia *Distacodidae*;

— grupa conodontelor tip bară și lamă, cu familiile *Prioniodidae* și *Prioniodinidae*;

— grupa conodontelor tip platformic cu familiile *Polygnathidae* și *Gnathodontidae*.

DATE STRATIGRAFICE

Faciesurile și fauna bogată de amoniți arată că triasicul din Dobrogea de nord este de tip alpin (9).

Studiul paleontologic al triasicului de la Hagighiol a fost făcut de V. Anastasiu (1898), E. Kittl (6), I. Simionescu (8), precum și V. Mutihac (1959)[1]. Ultimul autor ajunge la concluzia că la Hagighiol calcarele cenușii și roșii cu amoniți aparțin anisianului, ladinianului și carnianului inferior, fără a separa cartografic aceste etaje. Dintre formele mai importante menționăm: *Sturia sansovinii* Mojs., *Sageceras haidingeri* Hauer, *Monophyllites aonis* Mojs., *Romanites simionescui* Kittl, *Trachyceras aon* Münst., *Clionites catharinae* Mojs., *Ptychites* sp., *Arcestes* sp. etc.

Succesiunea depozitelor de la Hagighiol începe cu dolomite și calcare dolomitice roz-cenușii, uneori recristalizate, masive (anisian), care formează

[1] V. Mutihac, *Observații asupra triasicului de la Agighiol — Zebil*, Dări de seamă, Com. geol., 1959, **XLVI** (1958—1959).

nucleul unui anticlinal în Dealul Căușul Mic (O. Mirăuță și E. Mirăuță, 1958)[1]. Pe flancul lui estic apar calcare roșii și cenușii-deschis, ușor marnoase, cu o bogată faună de amoniți, peste care stau calcare cenușii-închis, stratificate.

Probele analizate pentru conodonte au fost recoltate din calcarele cenușii-deschis și roșii amonitice și sînt localizate în cele două puncte bogat fosilifere în amoniți descrise de I. Simionescu, respectiv pe versantul estic al Dealului Căușul Mic (probele 1 140 și 590) iar proba 740 provine de la est de punctul denumit Lutul Roșu.

DESCRIEREA FORMELOR

Gen. Apatognathus Branson et Mehl, 1933

Apatognathus ziegleri Diebel, 1956

(Fig. 1)

1956 *Apatognathus ziegleri* n. sp., Diebel (3), p. 433, pl. 5, fig. 1, 2.
1956 *Apatognathus longidentatus* n. sp., Tatge (11), p. 130, pl. 5, fig. 18 a,b, 19.
1958 *Apatognathus ziegleri* Diebel, Huckriede (5), p. 146, pl. II, fig. 32, pl. 12, fig. 37.
1960 *Apatognathus ziegleri* Diebel, Spasov și Ganev (10), p. 79, pl. I, fig. 1,2 a, b.
1962 *Apatognathus ziegleri* Diebel, Budurov (1), p. 115, pl. I, fig. 1—4 a,b.

Ramura anterioară este slab curbată, cu o îndoitură spre partea posterioară și cu 7 dințișori drepți, ascuțiți, uniți la bază spre partea anterioară. Primii trei dințișori sînt aproximativ egali, ceilalți patru descresc treptat spre partea posterioară. Dintele cardinal, incomplet, prezintă o îndoitură pe partea sa internă. Ramura posterioară puțin dezvoltată apare ca o continuare a marginii laterale a dintelui cardinal și este lipsită de dințișori. Ramificațiile laterale fac un unghi de circa 45° una față de alta.

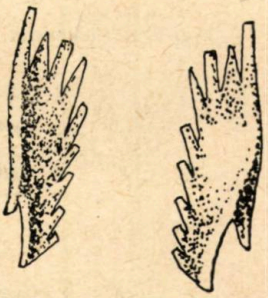


Fig. 1. — *Apatognathus ziegleri* Diebel (50×).

Gen. Gondolella Stauffer et Plummer, 1932

Gondolella mombergensis Tatge, 1956

1956 *Gondolella mombergensis* n. sp., Tatge (11), p. 132, pl. 6, fig. 1 a, b, 2 a, b, c.
1956 *Gondolella haslachensis* n. sp., Tatge (11), p. 131, pl. 6, fig. 3 a,b,c.
1962 *Gondolella mombergensis* Tatge, Budurov (1), p. 116, pl. I, fig. 39—42, pl. II, fig. 21.

Creasta mediană are un contur destul de simetric și prezintă, la partea posterioară, dinți așezați oblic. Ea se prelungește puțin în afară, ceea ce o apropie de *Gondolella navicula*.

[1] O. Mirăuță și E. Mirăuță, *Raport geologic asupra calcarelor și dolomitelor triasice din reg. Zebil — Cataloi — Hagighiol (Dobrogea de nord)*, Arh. Com. geol., București, 1958.

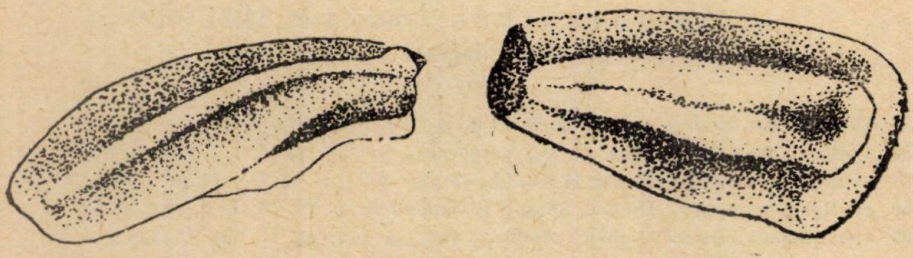
Gondolella navicula Huckriede, 1958

(Fig. 2—5)

1958 *Gondolella navicula* n. sp., Huckriede (5), 147, 148, pl. II, fig. 1—4, 13—19, 27—35; pl. 12, fig. 2—8, 10, 15—22, 24—27.

1962 *Gondolella navicula* Huckriede, Budurov (1), p. 116, pl. I, fig. 34—38.

Cele 14 exemplare aparțin atît formelor juvenile, cu un dințișor mai mare la capătul posterior, cît și formelor adulte, la care platforma se îngroașă și prezintă striuri foarte fine.



a. *b.*

Fig. 2. — *Gondolella navicula* Huckriede; *a*, vedere orală; *b*, vedere aborală (50×).

a. *b.*

Fig. 3 — *Gondolella navicula* Huckriede; *a*, vedere orală; *b*, vedere aborală (50×).

a. *b.*

Fig. 4. — *Gondolella navicula* Huckriede; *a*, vedere orală; *b*, vedere aborală (50×).

Fig. 5. — *Gondolella navicula* Huckriede; vedere laterală (50 ×).

Platforma care se formează la partea posterioară este în general rotunjită. Creasta mediană prezintă dințișori ascuțiți, mai mult sau mai puțin contopiți la bază, drepți sau înclinați; în general descresc spre partea posterioară.

Gen. **Hindeodella** Ulrich et Bassler, 1926

Hindeodella petrae-viridis Huckriede, 1958

1958 *Hindeodella petrae-viridis* n. sp., Huckriede (5), p. 149, 150, pl. II, fig. 46; pl. 13, fig. 7—9, 11, 12, 14; pl. 14, fig. 6, 7.

1960 *Hindeodella petrae-viridis* Huckriede, Spasov și Ganev (10), p. 81, pl. I, fig. 3,4; pl. II, fig. 3.

1962 *Hindeodella petrae-viridis* Huckriede, Budurov (1), p. 116, pl. I, fig. 19,20.

Fragmentul obținut prezintă dinții lungi, ascuțiți, de la partea anterioară a formei. Ei sînt încovoiați posterior destul de pronunțat.

Gen. **Ligonodina** Ulrich et Bassler, 1926

Ligonodina (?) sp. A Tatge, 1956

Un exemplar deteriorat aparținînd acestui gen.

Gen. **Lonchodina** Ulrich et Bassler, 1926

Lonchodina latidentata (Tatge), 1956

(Fig. 6)

1958 *Lonchodina latidentata* (Tatge), Huckriede (5), p. 151, pl. 10, fig. 32; pl. II, fig. 7,42, 44, 47.

1962 *Lonchodina latidentata* (Tatge), Budurov (1), p. 119, pl. I, fig. 16.

Formă a genului *Lonchodina* ce prezintă o încovoiere a ramificației, corespunzătoare dintelui cardinal care este mai lat decît celelalte și se află în treimea anterioară. Atît dinții de pe ramificația posterioară cît și dintele cardinal sînt incompleți dar forma are caractere destul de clare pentru a fi definită astfel.

Fig. 6. — *Lonchodina latidentata* (Tatge); vedere laterală (50×).

Lonchodina spengleri Huckriede, 1958

(Fig. 7)

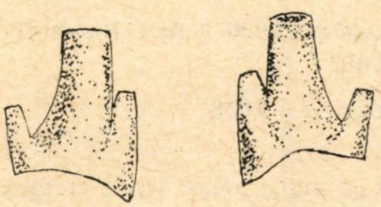


Fig. 7. — *Lonchodina spengleri* Huckriede; vedere laterală (50×).

1958 *Lonchodina spengleri* n. sp., Huckriede (5), p. 152, pl. 10, fig. 54—56; pl. II, fig. 6; pl. 12, fig. 9; pl. 13, fig. 1, 6, 10; pl. 14, fig. 11.

1960 *Lonchodina spengleri* Huckriede, Spasov și Ganev (10), p. 83, 84, pl. I, fig. 20, 25, 28.

1962 *Lonchodina spengleri* Huckriede, Budurov (1), p. 119, pl. I, fig. 5—8.

Exemplarele găsite sînt incomplete, dintele cardinal fiind în general rupt. El este mult mai lat față de ceilalți dinți de pe ramura posterioară foarte scurtă. Ramificația anterioară este de asemenea scurtă și ușor curbată aboral.

Gen. **Polygnathus** Hinde, 1879, sensu Ulrich et Bassler, 1926

Polygnathus cf. **mungoensis** Diebel, 1956

(Fig. 8)

1956 *Polygnathus mungoensis* n. sp., Diebel (3), p. 431, pl. I, fig. 1—20; pl. 2, fig. 1—4; pl. 3, fig. 1; pl. 4, fig. 1, 2—5.

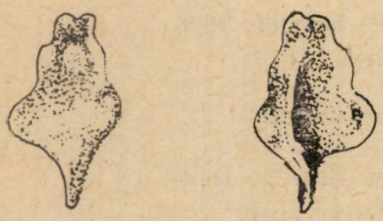


Fig. 8. — *Polygnathus* cf. *mungoensis* Diebel (50×).

Forma identificată se distinge prin lungimea mică, lipsa coastelor transversale și un contur neregulat, asimetric. Creasta mediană, independentă, lipsită de dințișori, depășește cu puțin platforma. Pe partea superioară a platformei se disting cîțiva noduli, diferiți ca mărime. Partea inferioară a platformei este netedă.

Gen. **Prioniodella** Ulrich et Bassler, 1926

Prioniodella descrescens Tatge, 1956

(Fig. 9)

1956 *Prioniodella descrescens* n. sp., Tatge (11), p. 140, pl. 5, fig. 8.

1958 *Prioniodella descrescens* Tatge, Huckriede (5), p. 158, pl. II, fig. 43, 48, 49; pl. 14, fig. 37, 38, 39.

1960 *Prioniodella descrescens* Tatge, Spasov și Ganev (10), p. 85, 86, pl. I, fig. 18, 19.

1962 *Prioniodella descrescens* Tatge, Budurov (1), p. 120, pl. I, fig. 21—23.

Este vorba de o formă cu dințișori ce merg descrescînd spre partea posterioară, parțial contopiți la bază. Muchia aborală este dreaptă. Dințișorii înclină sub un unghi de circa 65° spre partea posterioară.

Fig. 9. — *Prioniodella descrescens* Tatge (50 ×).

Gen. **Prioniodina** Ulrich et Bassler, 1926 sensu Bischoff et Ziegler, 1957

Prioniodina kochi Huckriede, 1958

(Fig. 10)

1958 *Prioniodina kochi* n. sp., Huckriede (5), p. 159, pl. 11, fig. 37; pl. 12, fig. 11, 12; pl. 14, fig. 4.

1960 *Prioniodina kochi* Huckriede, Spasov și Ganev (10), p. 89, pl. I, fig. 23; pl. II, fig. 12.

Dintele cardinal este lat și depășește puțin în înălțime ceilalți dinți care sînt egali și mai scurți. Ramificația este ușor convexă. Ramificația anterioară este scurtă, nedezvoltată. Nu se observă cuta mediană de la partea arborală.

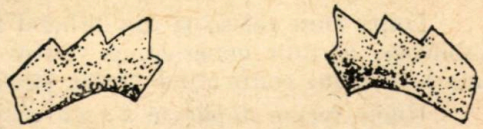


Fig. 10. — *Prioniodina kochi* Huckriede (50 ×).

Tabelul nr. 1

Răspîndirea stratigrafică a conodontelor din triasicul din Dobrogea

Nr. probei	Denumirea formei	Werfenia	Anisian	Ladinian	Carnian	Norian
590	*Apatognathus ziegleri* Diebel	———	++++++		××	
590, 740 1 140	*Gondolella navicula* Huckriede		++++++		××	
590	*Gondolella mombergensis* Tatge	———	+++++			
740	*Hindeodella petrae-viridis* Huck.		+++		×××	
590	*Ligonodina* (?) sp. *A* Tatge					
590	*Lonchodina latidentata* (Tatge)	———	+++++		××	
590, 1 140	*Lonchodina spengleri* Huckriede		+++++		××	
590	*Polygnathus* cf. *mungoensis* Diebel					
590	*Prioniodella descrescens* Tatge		++++++		××	
740	*Prioniodina kochi* Huckriede		—		××	

Notă. ——— = menționată de Huckriede (1958).
..... = răspîndire probabilă.
×××× = menționată de Spasov și Ganev (1960).
++++ = „ „ Budurov (1962).

CONCLUZII

După cum reiese și din tabelul nr. 1, conodontele întîlnite permit stabilirea, în linii generale, a vîrstei anisian-carniană pentru depozitele care le conțin, confirmînd astfel vîrsta dată de fauna de amoniți.

Unele forme depășesc aceste etaje ; așa sînt *Gondolella mombergensis* care coboară în skythian și *Lonchodina latidentata* care urcă pînă în alaunian. *Apatognathus ziegleri* și *Prioniodella descrescens* apar de asemenea sporadic în norian.

O mențiune specială necesită *Polygnathus* cf. *mungoensis*, formă întîlnită de Diebel în cretacicul superior din Kamerun și pe care nu am mai găsit-o menționată în triasic. Această formă se găsește deci în aceeași situație cu *Apatognathus ziegleri*, specie identificată de Diebel în aceleași depozite cretacice superioare și întîlnită de Huckriede în triasicul mediteranean.

Printre conodontele existente se remarcă prezența grupului de tip „bară" cu mai multe genuri și a grupului de tip „platformic" reprezentat printr-un mare număr de indivizi (*Gondolella navicula*).

Gondolella navicula este una din conodontele tipice pentru illyrianul și ladinianul din triasicul mediteranean, dar lipsește din triasicul de tip german ; *Lonchodina spengleri* și *Hindeodella petrae-viridis* sînt și ele frecvente în triasicul alpin (5). Aceasta ne permite să considerăm triasicul dobrogean ca un triasic în facies alpin.

О ПРИСУТСТВИИ НЕКОТОРЫХ ВИДОВ КОНОДОНТОВ В ОТЛОЖЕНИЯХ ТРИАСА В РАЙОНЕ ХАДЖИГИОЛ (ДОБРУДЖА)

РЕЗЮМЕ

В отложениях триаса в Хаджигиоле, автором выявлено присутствие конодонтов, подтверждающих анизийско-карнийский возраст отложений, в которых они развиты, что хорошо совпадает с возрастным определением, произведенным ранее на основании аммонитов. Упоминаемые автором формы были обнаружены в средиземноморских отложениях триаса, на основании чего можно заключить, что добруджский триас относится к альпийскому типу, согласно воззрениям И. Симионеску (1927).

Отмечается большое родовое разнообразие конодонтов типа „bara" и численное преобладание конодонтов „платформенного" типа.

Кроме этого, исходя из того, что присутствие конодонтов не было известно до настоящего времени на территории нашей страны приводятся некоторые данные об их строении, распространении и систематизации.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Apatognathus ziegleri Diebel (50 ×).
Рис. 2. — Gondolella navicula Huckriede ; *a* — оральная сторона; *b* —аборальная сторона (50×);
Рис. 3. — Gondolella navicula Huckriede ; *a* — оральная сторона; *b* — аборальная сторона (50×).
Рис. 4. — Gondolella navicula Huckriede ; *a* — оральная сторона; *b* — аборальная сторона (50×).
Рис. 5. — Gondolella navicula Huckriede, вид сбоку (50 ×).
Рис. 6. — Lonchodina latidentate (Tatge); вид сбоку (50 ×).
Рис. 7. — Lonchodina spengleri Huckriede; вид сбоку (50 ×)
Рис. 8. — Polygnathus cf. mungoensis Diebel (50 ×);
Рис. 9. — Prioniodella descrescens Tatge (50 ×)
Рис. 10. — Prioniodina kochi Huckriede (50 ×).

SUR LA PRÉSENCE DE QUELQUES CONODONTES DANS LE TRIASIQUE DE HAGIGHIOL (DOBROGEA)

RÉSUMÉ

Dans le Triasique de Hagighiol on a identifié des Conodontes permettant d'attribuer aux dépôts qui les contiennent un âge anisien-carnien, parfaitement d'accord avec l'âge qu'on leur a attribué par la présence des Ammonites. Les formes mentionnées ont été rencontrées aussi dans le Triasique méditerranéen, ce qui mène à la conclusion que le Triasique dobrogéen est de type alpin, ainsi que l'avait affirmé I. Simionescu dès 1927.

On remarque, en général, la variété des Conodontes du type « barre » et la prédominance numérique des Conodontes du type « plate-forme ».

La présente note étant la première sur les Conodontes dans la R.P. Roumaine, l'auteur y fait, en outre, quelques observations sur leurs constitution, leur répartition géographique et leur classification.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — *Apatognathus ziegleri* Diebel (50×).
Fig. 2. — *Gondolella navicula* Huckriede ; *a*, vue orale ; *b*, vue aborale (50×).
Fig. 3. — *Gondolella navicula* Huckriede ; *a*, vue orale ; *b*, vue aborale (50×).
Fig. 4. — *Gondolella navicula* Huckriede ; *a*, vue orale ; *b*, vue aborale (50×).
Fig. 5. — *Gondolella navicula* Huckriede ; vue latérale (50 ×).
Fig. 6. — *Lonchodina latidentata* (Tatge) ; vue latérale (50 ×).
Fig. 7. — *Lonchodina spengleri* Huckriede ; vue latérale (50×).
Fig. 8, — *Polygnathus* cf. *mungoensis* Diebel (50 ×).
Fig. 9. — *Prioniodella descrescens* Tatge (50×).
Fig. 10. — *Prioniodina kochi* Huckriede (50×).

BIBLIOGRAFIE

1. BUDUROV K., *Conodonten aus dem Anis beim Dorfe Granitovo, Bezirk Vidin*, Review of the Bulgarian Geological Society, 1962, **XXIII**, partea a 2-a.
2. DIEBEL K., *Über Trias-Conodonten*, Geologie, 1956, **5**.
3. — *Conodonten in der Oberkreide von Kamerun*, Geologie, 1956, **5**.
4. EICHER D., *Conodonten from the Triassic of Sinai (Egypt)*, Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1946, **30**.
5. HUCKRIEDE R., *Die Conodonten der mediterranen Trias und ihr stratigraphischer Wert*, Paläont. Zeitschrift, 1958, **32**, *3—4*.
6. KITTL E., *Beiträge zur Kenntnis der Triasbildungen der nord-östlichen Dobrudscha*, Denkschrift d. k. Akad. d. Wiss., 1908.
7. MÜLLER K., *Wert und Grenze der Conodonten-Stratigraphie*, Geologische Rundschau, 1960, **49**, *1*.
8. SIMIONESCU I., *Studii geologice și paleontologice din Dobrogea. VI. Fauna Amoniților triasici de la Hagighiol*, Acad. Rom., Rev. Fond. „V. Adamachi", 1913, **XXXIV**.
9. — *Aperçu géologique sur la Dobrogea*, Ass. p. l'avanç. de la Géol. des Carpathes, II-me Réun. Guide des excursions, București, 1927.
10. SPASOV CHR. u. GANEV M., *Karnische Conodonten aus dem Luda-Kamçcia-Teil des Ostbalkans*, Travaux sur la géologie de Bulgarie, Série paléont., 1962, **II**.
11. TATGE UR., *Conodonten aus dem germanischen Muschelkalk* (părțile I și II), Paläont. Zeitschrift, 1956, **30**, *1—2*, *3—4*.

PREZENȚA RENIULUI ÎN MINERALIZAȚIILE DE MOLIBDEN DIN R.P.R.

DE

ACADEMICIAN N. PETRULIAN, LIVIA STECLACI și M. IONESCU

Comunicare prezentată în ședința din 23 mai 1961

Cu ocazia studiului mineralizațiilor de molibden din țara noastră am urmărit prezența elementelor minore și în special a reniului, cel mai valoros dintre acestea.

Spațiul liber cu numărul de ordine 75 din tabelul periodic al elementelor, întocmit de D. Mendeleev, a fost ocupat, cu 54 de ani mai tîrziu, de noul element denumit reniu, descoperit de O. Berg, W. Noddack și I. Tacke.

Proprietățile fizico-chimice cu totul remarcabile ale acestui metal sînt astăzi destul de binecunoscute, fapt pentru care i se dau deja întrebuințări valoroase în probleme dificile de tehnică, iar în viitor și, pe măsură ce producția va crește, el va deveni unul din metalele de neînlocuit.

Reniul face parte din subgrupa a VII-a a sistemului periodic și are doi izotopi de tip impar-par, și anume Re^{185}_{75} în proporție de 37,07% și Re^{187}_{75} în proporție de 62,93%; ultimul este emițător β natural, cu timp de înjumătățire $4 \times 4.\ 10^{12}$ ani, trecînd în izotopul Os^{187}_{76} (14). Structura sa nucleară de tip impar-par explică în parte răspîndirea foarte redusă în globul terestru. Într-adevăr, reniul este un element foarte dispers și nu formează minerale proprii. Poziția în grupa elementelor de tranziție Hf, Ta, W, Re, Os, Ir, Pt (9) și, în consecință, asemănarea razelor atomice (Re = 1,37 Å, Pt = 1,38 Å, Ir = 1,35 Å, Os = 1,34 Å etc.) justifică prezența reniului în mineralele elementelor citate. În plus, asemănarea cu raza atomică a fierului (1,27 Å) și căldura scăzută de formare a oxizilor explică mai departe siderofilia reniului și deci prezența lui în meteoritele fieroase. Dată fiind afinitatea sa pronunțată pentru sulf, în părțile superioare ale litosferei apare mai evidentă calcofilia reniului. În acest caz reniul

este tetravalent şi are raza ionică aproximativ 0,7 Å (5), (13), fiind asemănătoare cu a Mo^{4+} şi W^{4+}.

În baza proprietăţilor fizico-chimice şi cunoştinţelor asupra structurii atomice a reniului, geochimia acestui element a început să fie cunoscută, fără a fi însă elucidată complet. Un mare impediment l-au constituit greutăţile ridicate de analizele chimice şi imprecizia multor rezultate. Din această cauză, datele diverşilor cercetători sînt adesea contradictorii.

În decursul diferenţierii magmatice reniul apare de la început, fiind captat de mineralele platinice, în special osmiridiul (osmiridiul din Ural are circa 1 p.p.m.Re). Dată fiind calcofilia lui a fost identificat şi în pirotinele cu pentlandit (0,02 p.p.m.). Masa principală a rocilor nu conţine reniu, care apare îmbogăţit într-o oarecare măsură în lichidele reziduale ale magmelor granitice. Astfel, minerale din pegmatite, ca: columbit, thortveitit, gadolinit şi alvit, sînt purtătoare de reniu (0,015—1,1 p.p.m.) (10).

Reniul a fost identificat în proporţie redusă (sub 1 p.p.m.) în unele minerale hidrotermale (clausthalit şi berzelianit, precum şi în arseniuri de fier, nichel, cupru şi zinc (10), (11)), în special însă în molibdenit. „Preferinţa" reniului faţă de molibdenit este explicabilă prin asemănarea de rază ionică dintre Re^{4+} şi Mo^{4+} şi prin faptul că cele două sulfuri, MoS_2 şi ReS_2 sînt izostructurale, formînd reţele stratificate. Dăm, în tabelul nr. 1 conţinutul în reniu al cîtorva molibdenite din diverse zăcăminte de pe glob (1), (4), (10), (17).

Tabelul nr. 1

Conţinutul în reniu al cîtorva zăcăminte de pe glob

Nr. crt.	Zăcămîntul	Re p.p.m.
1	Kounrad — U.R.S.S.	100—150
2	Tîrnî-Auz — U.R.S.S.	0,1—14
3	Umalta — U.R.S.S.	5
4	Cikoi — U.R.S.S.	1,2
5	Climax-Colorado — S.U.A.	20—28
6	Mc Gill-Nevada — S.U.A.	1 030
7	Miami-Arizona — S.U.A.	150—688
8	Cananea — Mexico	120
9	Bolivia	0,05
10	Peru	36
11	Finlanda	18
12	Flekkefjord — Norvegia	12,1
13	Stavanger — Norvegia	3 040
14	Telemark — Norvegia	21
15	Lainejaur — Suedia	2 500
16	R. P. Bulgaria	5
17	Keskin — Turcia	50
18	Shirakawa — Japonia	9,6
19	Africa de sud-vest	2 710

Cercetările efectuate au arătat că conţinutul în reniu, în zăcămintele endogene de molibdenit, creşte o dată cu scăderea temperaturii de formare

a acestora (10). Această problemă a fost urmărită îndeaproape în U.R.S.S. de către K. K. Jirov și G. F. Ivanova (6); zăcămintele de temperatură ridicată — molibdenit în skarn (Tîrnî-Auz) și molibdenit-wolframit-casiterit (Kara-oba, Akciatau, Airșoko, Dalneskoe) — conțin de la 1,2 pînă la 3,3 p.p.m., cele de tranziție, de la temperatură ridicată spre temperatură medie — molibdenit-pirită (Salgiia) — conțin în jur de 30 p.p.m., iar cele de temperatură medie — molibdenit-calcopirită (Kounrad, Kadjaran, Aigedzor) — de la 150 pînă la 780 p.p.m. Aceste date confirmă influența remarcabilă a temperaturii de formare a molibdenitului asupra conținutului în reniu.

Migrația reniului în condiții exogene este foarte puțin cunoscută. Este foarte probabil că în timpul alterării reniul se oxidează la Re^{7+} trecînd în soluție ca perrenat. În apa mării se găsește numai sub formă de urme (0,001 p.p.m.). A fost semnalat în produsele de concentrare ale osmiridiului, în wulfenitul din Arizona (4) și asociat cu uraninitul și mineralele de molibden din zăcămîntul sedimentar de la Sun Valley—Arizona 150 — 70 p.p.m.) (12).

Reniul este valorificat industrial din molibdenitul din șistul cuprifer de la Mansfeld (100 p.p.m.), însă aceste ultime date nu sînt concludente asupra migrației reniului în condiții exogene, deoarece în formarea acestor mineralizații se consideră că au intervenit soluții hidrotermale postdiagenetice (13).

În ceea ce privește prezența și răspîndirea reniului în mineralele din țara noastră, ne-am propus să urmărim, în primul rînd, mineralizațiile cu molibdenit, deoarece, după cum arată geochimia reniului, acestea sînt de obicei cele mai bogate în metalul cercetat; în plus, în faza actuală de dezvoltare a tehnicii, sînt singurele surse din care se cunoaște extragerea pe scară industrială a reniului.

În acest scop, am colectat probe din principalele zăcăminte și iviri de molibden din țară, a căror descriere geologică sumară o dăm mai jos:

Băița—Bihor. Zăcămîntul este situat în Dealul Blidar din apropierea satului Băița. Mineralizația este localizată în calcare mezozoice, transformate în marmore și în skarn, de-a lungul unui contact anormal, datorit încălecării depozitelor permocarbonifere, și ele parțial metamorfozate. În zona mineralizată n-au fost încă întîlnite, la suprafață sau în lucrările miniere, intruziuni banatitice, care se găsesc probabil mai în adîncime; în afara acestei zone apar însă astfel de roci. Produse magmatice, gazoase și lichide, provenite dintr-o magmă banatitică situată în adîncime și la temperatură ridicată au dus la formarea de skarn, de marmore și de minerale metalice. Concentrațiile metalifere au formă de corpuri neregulate, alungite, apoi de cuiburi răspîndite neomogen în banda de skarn groasă de mai mulți metri. Compoziția minereului este complexă; în ordinea descrescîndă a frecvenței mineralelor cităm: molibdenit, care formează de obicei concentrații aproape lipsite de alte minerale metalice, o serie de minerale de bismut — bismut nativ, tetradymit, bismutină, galeno-bismutină, emplectit, cosalit, witichenit —, apoi calcopirită, calcozină, blendă, galenă și aur nativ. Ca minerale de gangă se menționează: granat, vezuvian, diopsid, wollastonit, tremolit, calcit și cuarț.

Zăcămîntul de la Băița—Bihor (Dosul-Blidarului) aparține tipului genetic de metasomatism de contact, cu trecere la hidrotermal; dacă ne limităm numai la mineralizația cu molibden, ea aparține formațiunii de skarn cu molibdenit.

Probele de molibdenit analizate pentru reniu provin din porțiunile bogate în acest mineral, de la partea superioară a zăcămîntului.

Mina Clementi. Mineralizația deschisă în această mină constă din filonașe și impregnații răspîndite într-un masiv banatitic (granodiorit), ca și în șisturi cristaline puternic metamorfozate la contact. Filonașele au grosimi în general mici iar umplutura lor, ca și impregnațiile, constau frecvent din calcopirită, fier oligist și pirită; molibdenitul apare în cîteva filonașe, singur sau asociat cu calcopirita, devenind mai abundent cînd filonașele sînt localizate în roca intrusivă. Ganga este constituită mai ales din cuarț. Din punct de vedere genetic, această mineralizație este hidrotermală — mezotermală — și se încadrează în tipul cupro-molibdenic, sulfura de molibden apărînd asociată și cu cuarț.

Proba de molibdenit analizată provine din porțiunile bogate ale filonașelor.

Deva. În apropierea orașului cu același nume se găsește un important zăcămînt cuprifer, localizat într-o erupție andezitică. Forma este de volbură constituită dintr-o rețea de filonașe, vinișoare divers orientate și impregnații fine de calcopirită, bornit, digenit, calcozină, magnetit, fier oligist, pirită, aur, clausthalit, cuarț, calcit și minerale ale rocii înconjurătoare, parțial alterate hidrotermal (sericit, clorit, epidot, caolin etc.). De la oarecare adîncime apare și molibdenitul asociat cu cuarț, formînd vinișoare și impregnații difuze. În ceea ce privește geneza, considerăm că avem de-a face cu un zăcămînt de tip hidrotermal-mezotermal, asociat cu un bazin magmatic de natură banatitică situat în adîncime, al cărui facies petrografic de suprafață este reprezentat prin andezitul ce găzduiește mineralizația. Considerată în ansamblu, mineralizația de la Deva aparține tipului cupro-molibdenic, în care molibdenitul este asociat și cu cuarț.

Proba analizată provine din ivirea de molibdenit de la orizontul —90 m.

Sasca-Montană. În apropierea localității cu același nume, au fost exploatate în trecut concentrații de minereuri cuprifere, în formă de coloane puternic înclinate, localizate în calcare mezozoice transformate în skarn la contactul cu intruziuni banatitice (granodiorite). Explorările din ultimii ani au pus în evidență și prezența molibdenitului, care formează filonașe, cuiburi și impregnații foarte fine în roca intrusivă. Observațiile macro- și microscopice arată că molibdenitul s-a depus ulterior mineralelor de cupru, calcopirită, bornit, calcozină și este contemporan cu calcitul, care continuă a se depune și ulterior, încheind faza de mineralizație.

În ceea ce privește geneza acestei mineralizații, ea este legată de intruziunile banatitice, ale căror diferențiate fluide și lichide au produs, la o temperatură mai ridicată, formațiuni de skarn, și la o temperatură corespunzătoare fazei hidrotermale-mezotermale, mineralizația cu sulfuri

metalice. În ansamblu, mineralizația este de tipul cupro-molibdenic, în care molibdenitul, format la temperatură mai joasă, este asociat cu calcitul.

Proba analizată provine din mineralizația localizată în granodiorit.

Din caracterizarea sumară a mineralizațiilor cu molibdenit din țara noastră rezultă că ele aparțin următoarelor tipuri, în ordinea descrescătoare a temperaturii de formare a molibdenitului :

1. tipul de molibdenit în skarn, de temperatură ridicată — Băița — Bihor ;
2. tipul de molibdenit-calcopirită (cupro-molibdenic) și cuarț, de tranziție de la temperaturi ridicate la temperaturi medii — Clementi, Deva ;
3. tipul de molibdenit cu calcit, de tranziție de la temperaturi medii la temperaturi scăzute — Sasca-Montană.

Pentru a efectua analizele de reniu s-a căutat să se obțină molibdenit cît mai pur, fie prin alegere sub lupă binoculară, fie prin flotație.

Metodele de analiză folosite de noi au fost următoarele :

Reniul a fost dozat colorimetric, în baza culorii roșii a complexului de reniu-α furildioximă (18). Metoda constă în dezagregarea molibdenitului cu $HNO_3 + H_2SO_4$, îndepărtarea insolubilului și oxidarea soluției cu brom ; după îndepărtarea bromului se aduce soluția la pH 9—11 cu NaOH. Se îndepărtează molibdenul prin precipitare cu xantat etil de potasiu și extracție cu cloroform. Se reduce apoi proba cu $SnCl_2$, se adaugă α furildioximă și se obține colorația roșie a complexului reniu -α furildioximă. Colorimetrarea s-a făcut cu un electrofotocolorimetru tip Lange, cu filtru de lumină verde.

Molibdenul a fost determinat gravimetric ca $PbMoO_4$, după prealabila lui separare de celelalte elemente, sub formă de oximă.

Seleniul a fost determinat colorimetric, bazîndu-ne pe culoarea roșie dată de suspensia de seleniu elementar în soluție de gelatină. Seleniul se reduce la forma elementară cu $SnCl_2$, după ce a fost separat de telur cu IK.

Rezultatele obținute sînt sintetizate în tabelul nr. 2, ținîndu-se seamă și de tipul genetic de zăcămînt din care au fost recoltate probele.

Tabelul nr. 2

Conținutul în reniu al molibdenitelor din R.P.R.

Tipul genetic	Locul de proveniență	Modul de concentrare a probei	Re p.p.m.	Se p.p.m.	Mo %
Molibdenit în skarn	Băița—Bihor	sub lupă flotație	220 240	lipsă „	15,90 29,98
Cupro-molibdenic cu cuarț	Clementi	sub lupă	480	lipsă	30,90
	Deva	sub lupă flotație	640 720	— 150	— 14,40
Molibdenit cu calcit	Sasca-Montană	sub lupă	1 246	140	22,10

Au fost analizate în plus şi probe de calcopirită fără molibdenit, din aceleaşi mineralizaţii, însă ele s-au arătat a fi lipsite de reniu.

Urmărind conţinutul în reniu al diferitelor probe de molibdenit din ţara noastră se observă :

— Conţinutul în reniu este în general ridicat.

— În comparaţie cu conţinuturile indicate în literatura de specialitate pentru tipuri asemănătoare de zăcăminte de pe glob (tabelul nr. 1) şi în special din U.R.S.S. (6), se constată că în molibdenitele din R.P.R. conţinuturile în reniu sînt mult mai mari pentru tipul de molibdenit din skarn, de acelaşi ordin de mărime pentru tipul cupro-molibdenic şi excepţional de mari pentru molibdenitul asociat cu calcit, de la Sasca-Montană.

— Datele de analiză verifică observaţiile făcute de alţi autori (10), (16), după care conţinutul în reniu creşte o dată cu scăderea temperaturii de formare a molibdenitului. Această ultimă observaţie îndreptăţeşte clasificarea genetică a mineralizaţiilor de molibden din ţara noastră.

— Semnalăm că probele cele mai bogate în reniu conţin şi seleniu ; numărul redus de analize nu permite însă o generalizare a acestei asociaţii.

Prezenţa reniului în ivirile de molibdenit din ţara noastră ridică problema valorificării acestui element a cărui importanţă este în continuă creştere pentru tehnica modernă.

ПРИСУТСТВИЕ РЕНИЯ В МОЛИБДЕНОВОМ ОРУДЕНЕНИИ В РНР

РЕЗЮМЕ

В результате исследования молибденового оруденения на территории РНР, появившегося у различных генетических типов, выявлено присутствие рения.

В зависимости от снижения температуры образования минералов, молибденит в скарнах (месторождение Бэица — Бихор) содержит 220 — 240 p.p.m. Re, в месторождениях медно-молибденитого типа (м-ие Клементи, Дева) —480—720 p.p.m. Re, а в ассоциации с кальцитом (м-ие Саска Монтанэ) — 1246 p.p.m. Re.

Содержание рения, вообще, довольно высокое и заметно повышается по мере падения температуры образования минералов, что отмечается также и в других месторождениях земного шара. Следует заметить, что в пробах с максимальными содержаниями рения присутствует и селений.

LA PRÉSENCE DU RHÉNIUM DANS LES MINÉRALISATIONS DE MOLYBDÉNITE DE LA R. P. ROUMAINE

RÉSUMÉ

L'étude des minéralisations de molybdénite appartenant à plusieurs types génétiques a abouti à la mise en évidence du rhénium.

Suivant l'ordre décroissant de la température de formation des gisements, la molybdénite du skarn (Băița — Bihor) contient 220—240 p.p.m. Re, celles des gisements de type cupro-molybdénique (Clementi, Deva), 480—720 p.p.m. Re, la molybdénite associée à la calcite (Sasca-Montană), 1 246 p.p.m. Re.

Les teneurs sont généralement élevées et l'on observe une augmentation marquée de la teneur en rhénium avec la décroissance de la température de formation des minéralisations, fait constaté aussi dans d'autres gisements du globe. Mentionnons que les molybdénites les plus riches en rhénium contiennent aussi du sélénium.

BIBLIOGRAFIE

1. AMINOFF G., *En rheniumrik molybdenglans*, Geol. fören Stockholm Forh., 1943.
2. CARLSON E. J., *Rhenium in Minerals*, Yearbook, U. S. Bureau of Mines, 1951.
3. ФЕРСМАН А. Е., *Избранные труды*, Изд. Акад. Наук СССР, Москва, 1959, V.
4. GEILMANN W., LANGE G. u. BERTTLINCK H., *Ueber den Rheniumgehalt einiger Molybdenminerale*, Neues Jahrb. Mineral. Monatsh. A, 1945—1948.
5. GOLDSCHMIDT V. M., *Geochemistry*, Edited by Alex. Muir Clarendon Press, Oxford, 1954.
6. ЖИРОВ К. К. И ИВАНОВА Г. Ф., *О распределении рения в молибденитах месторождений ряда генетических типов*, Геохимия, 1959, *6*.
7. КИСЛЯКОВ И. П., *Металлургия редких металлов*. Металлургиздат, Москва, 1957.
8. КРОНМАН Е. С., *Рений М.*, Научно-техн. Изд., Мозква, 1932.
9. НЕКРАСОВ Б. В., *Курс общей химии*, Государственное научно-техн. изд. химической литературы, Москва, 1948.
10. NODDACK I. u. NODDACK W., *Die Geochemie des Rheniums*, Zeitschr. physical. Chemie, 1931, **A**, 154.
11. — *Das Rhenium*, Freiberg, 1933.
12. PETERSEN G. R., HAMILTON C. I. a. MYERS T. A., *An occurrence of rhenium associated with uranite in Coconino Country-Arizona*, Econ. Geol., 1959, **54**, *2*.
13. RANKAMA K. a. SAHAMA T. G., *Geochemistry*, Chicago Press, 1950.
14. RANKAMA K., *Isotope Geology*, Pergamon Press, New York, 1954.
15. SANDELL E. B., *Colorimetric determination of metals*, McMillan Co., New York, 1959.
16. СЛАВИНСКИЙ М. П., *Физико-химические свойства элементов*, Металлургиздат, Москва, 1952.
17. STAPLES L. W., *Ilsemanite and jordisite*, American Mineralogist, 1951, **36**.
18. СТУДЕНИКОВ З. В. И ЗОЛОТАРЕВА В. А., *Рений в молибденитах месторождения Тырны-Ауз*, Геохимия, 1958, *1*.

CHIMISMUL, DISTRIBUȚIA ȘI ROLUL ECONOMIC AL ROCILOR CARBONATICE DIN DOBROGEA DE SUD

II. ROCILE SENONIENE

DE

ACADEMICIAN MIRCEA SAVUL, AURELIA MOVILEANU, IURI DONOS și MARIA DONOS

Comunicare prezentată în ședința din 25 mai 1963

CONSIDERAȚII LITOLOGO-STRATIGRAFICE

În continuarea cercetărilor geochimice elaborate asupra rocilor carbonatice din Dobrogea, autorii se ocupă în lucrarea de față de depozitele senoniene care apar la zi în apropiere de orașul Constanța, între localitățile Nisipari — stația C.F.R. Dorobanțu — Basarabi — Palazu-Mare (fig. 1).

Primele informații geologice asupra regiunii datează din anul 1865 și se datoresc lui Reuss[1] care a studiat fauna de foraminifere și ostracode a senonianului dintre Canara (Ovidiu) și orașul Constanța. În continuare, cercetările au fost întreprinse de către K. Peters (1867), V. Anastasiu (1), (2), R. Pascu (16), Gh. Macovei (11), I. Simionescu (19), Gh. Macovei și I. Atanasiu (14), I. Atanasiu (3), R. Ciocîrdel (10). În ultimii 10 ani, geologul M. Chiriac și colaboratori au efectuat cele mai amănunțite cercetări asupra geologiei Dobrogei de sud (5), (6), (7), (8), (9).

Senonianul apare bine dezvoltat (fig. 2) în următoarele zone: la SV de satul Nisipari aproape de confluența văii Caratai cu valea Carasu, în versantul sudic al văii Carasu în mod continuu între satul Castelul și Valul-lui-Traian, în versantul nordic al văii Carasu la Poarta-Albă, în amunte de Valea Adîncă lîngă Ovidiu, în versantul stîng al văilor Nazarcea și Horoslaru, în malul vestic al lacului Siutghiol între comuna Ovidiu și

[1] M. Chiriac și colab., *Rapoarte geologice de cartare și prospecțiune în Dobrogea de sud, între anii 1953 și 1958*, Arh. Com. geol.

Palazu-Mare, ca şi pe afluenţii lacului din această zonă. În afara limitelor perimetrului cercetat de noi, depozitele senoniene mai apar, după

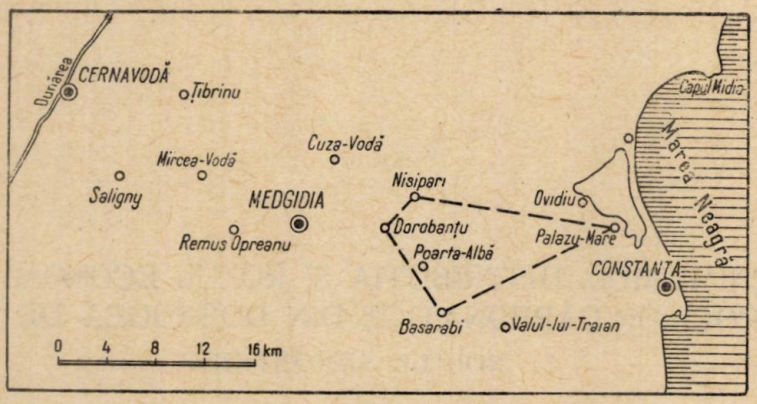


Fig. 1. — Schiţa perimetrului cercetat.

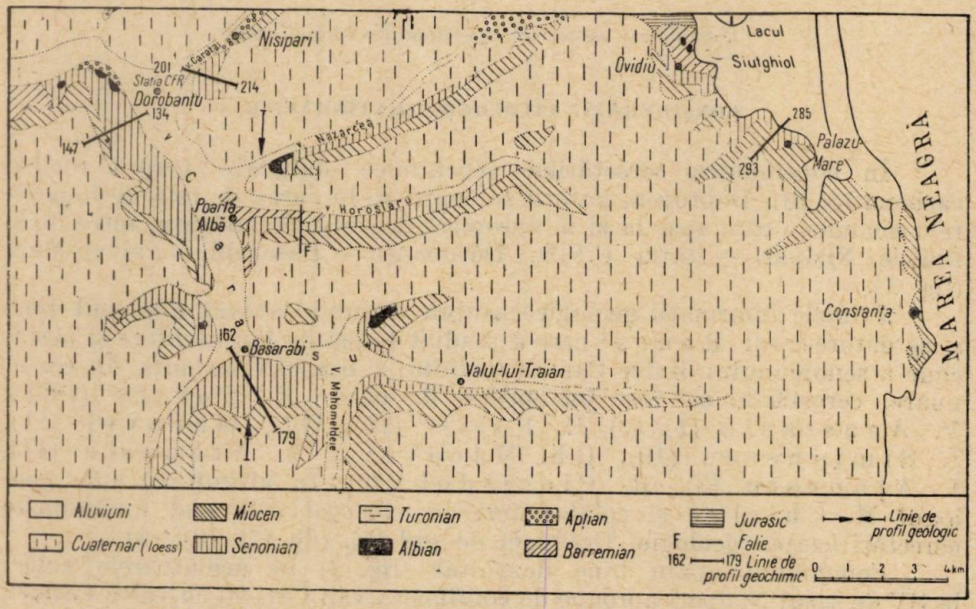


Fig. 2. — Harta geologică a sectorului Nisipari — Dorobanţu — Basarabi — Palazu-Mare (Dobrogea de sud); (după harta 1 :250 000 din „Ghidul excursiilor", 1961).

M. Chiriac[1] în botul de deal Remus Opreanu, în versantul stîng al văii Agi Cabul în dreptul satului Cuza Vodă, pe văile Siminoc şi Maho-

[1] M. Chiriac, *Op. cit.*

metdere. Mai la sud, nu se mai întîlnește senonian la zi decît în mici aflorimente pe văile Peștera și Techechioi în împrejurimile satului Lespezi. În sectorul Mangalia — Negru-Vodă — Cobadin — Constanța forajele au întîlnit aproape continuu depozite senoniene (8). În forajul de la Eforie-Sud au fost străbătuți circa 300 m de senonian (10). În ceea ce privește raporturile stratigrafice, putem menționa că depozitele senoniene stau transgresiv pe diferiți termeni ai cretacicului (barremian, apțian, albian, cenomanian, turonian) și sînt acoperite de depozite miocene (tortonian, sarmațian) sau direct de loessul cuaternar (fig. 3).

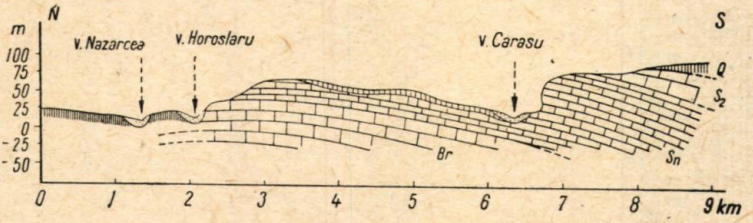


Fig. 3. — Profil geologic în versantul drept al văii Carasu. *Q*, Loess cuaternar; S_2, sarmațian mediu; *Sn*, senonian; *Br*, barremian.

În zonele de deschidere mai completă a depozitelor senoniene, în special în cariere, bazați și pe criteriul stratigrafic, au fost executate cîteva profile de probare geochimică în punctele: Nisipari (fosta carieră Buzdugan), Dorobanțu (cariera Cainac), Basarabi (cariera trustului minier „Dobrogea") și Palazu-Mare (în faleza lacului Siutghiol). Grosimea totală a depozitelor senoniene interceptată în aceste profile este de circa 65 m (fig. 4).

Pe baza profilelor de probare geochimică parțiale s-a întocmit un profil discontinuu general, fără a se preciza valoarea discontinuităților dintre profilele parțiale (fig. 4).

În profilul de la Nisipari, depozitele senoniene încep cu un orizont conglomeratic gros de circa 1 m. Analiza granulometrică (prin metoda cernerii cu bateria de site de tip DIN 1171) arată că elementele sale fac parte din clasa „nisip mare și mijlociu" (conform STAS 1917—50) cu aporturi de pietriș și nisip fin pînă la făinos (fig. 5). Elementele mari sînt constituite din calcare și șisturi cristaline bine rulate și puternic alterate, asemănătoare cu acelea din pietrișurile apțiene. În fracțiunile de dimensiuni mici predomină cuarțul uneori bine rulat, alteori slab rulat încît se recunosc și forme cristalografice. Acest orizont este fosilifer, conținînd exemplare de brachiopode și resturi de inocerami.

Orizontul conglomeratic se continuă în mod treptat cu un strat de circa 3 m grosime de gresii de culoare albă-gălbuie sau cenușie-deschis cu pete feruginoase și rare dendrite de mangan; gresiile sînt constituite în cea mai mare parte dintr-un ciment calcaros și circa 20% din granule de cuarț colțurate și puternic zgîriate. Resturile calcaroase sau silicioase de organisme sînt prost conservate.

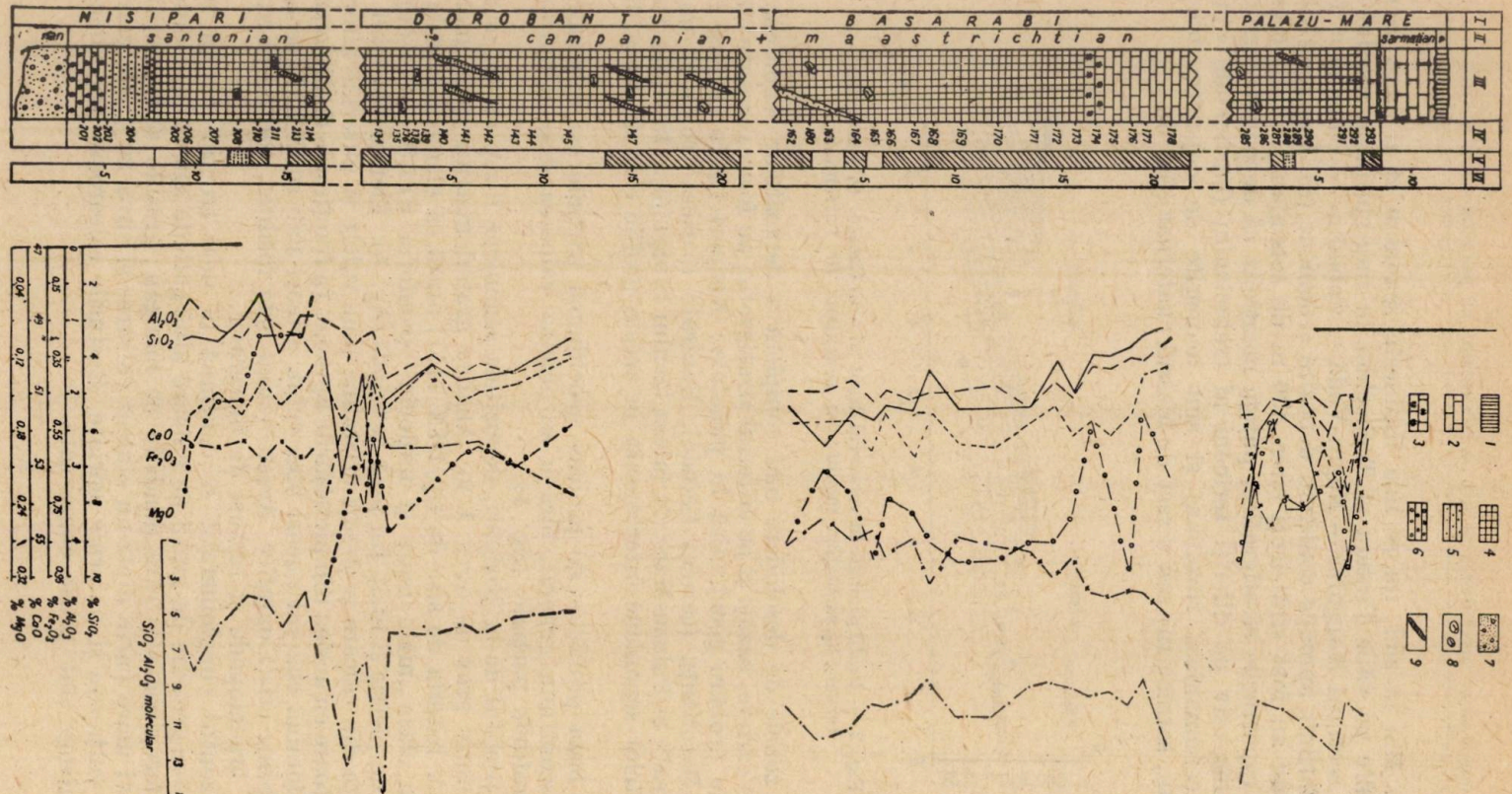


Fig. 4. — Coloana stratigrafică și profilul geochimic al depozitelor senoniene din Dobrogea de sud.

I. Localitatea (profilul parțial); *II*, vîrsta; *III*, constituția litologică *IV*, numărul eșantionului (analizei); *V*, tipul de rocă (celula Vișneakov *VI*, metri profil. *1*, loess cuaternar: *2*, calcar; *3*, calcar cretos; *4*, cretă; *5*, gresie; *6*, conglomerat; *7*, nisip + pietriș; *8*, concrețiuni silicioase; *9*, fisuri umplute cu argilă miocenă.

În acest punct, depozitele senoniene stau transgresiv peste nisipurile și pietrișurile apțiene în facies continental—lacustru.

În continuarea profilului de la Nisipari urmează bancuri de diferite grosimi de cretă conținînd numeroase accidente silicioase. Depozitele de cretă sînt străbătute de două sisteme de crăpături, aproape perpendiculare între ele, umplute cu o argilă verde, aceeași cu argila verde bazală sarmațiană [1].

Bancurile de cretă se întîlnesc și în profilele de la Dorobanțu, Basarabi și Palazu-Mare. În general, cele două sisteme de fisuri se păstrează, fiind umplute cu același material argilos. Un alt caracter comun ar fi prezența accidentelor silicioase, întîlnite mai ales în baza profilelor. În unele profile, cum ar fi de exemplu la Basarabi, prezența accidentelor silicioase este mult mai redusă.

În toate cele patru profile executate, predomină creta, fără a prezenta variații litologice sensibile. Spre partea superioară a profilelor de la Basarabi și Palazu-Mare se observă o trecere spre caracterul de calcar cretos pînă la calcar propriu-zis. În profilul de la Basarabi, după caracterele fizico-mecanice, se observă prezența a trei pachete distincte de cretă, și anume: (nivelul) pachetul 1 (eș. 162—166) este format dintr-o cretă albă, foarte friabilă, grasă la pipăit, cu o greutate volumetrică cuprinsă între 1,70 și 1,82; pachetul II, cuprinde o cretă ceva mai dură, cu o nuanță albă-gălbuie, avînd greutatea volumetrică de 1,75—2,08 (eș. 167—173; fig. 6); pachetul III (eș. 174—178) cuprinde un calcar cretos ce trece gradat la un calcar tipic, cu o greutate volumetrică de 2,35 — 2,46. Prin alterație, creta capătă o nuanță cenușie-murdar cu rare dendrite de mangan sau cu pete feruginoase.

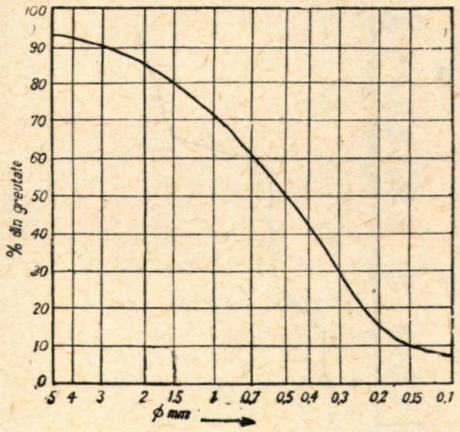


Fig. 5. — Compoziția granulometrică a conglomeratului bazal senonian de la Nisipari.

Examenul microscopic al probelor de cretă din diferite profile arată că în mod predominant sînt constituite din calcită pulverulentă cu mici conținuturi de cuarț detritic, granule de glauconit, organisme silicioase (spiculi de spongieri și radiolari) și resturi de foraminifere opalizate.

Accidentele silicioase din bancurile de cretă au forme de pipe sau bastonașe de dimensiuni variabile. Prin examenul microscopic, se recunoaște că acestea sînt constituite dintr-o masă criptocristalină silicioasă, cu unele zone mai larg cristalizate. În masa rocii se recunosc spiculi de spongieri, resturi de radiolari și contururi de foraminifere silicifiate. Cuarțul detritic apare accidental. Unele accidente silicioase din profilul de la

[1] M. Chiriac, *Op. cit.*

Palazu-Mare prezintă o structură zonară centrul fiind complet silicifiat, iar spre periferie silicifierea se manifestă din ce în ce mai puţin pînă se ajunge la creta netransformată.

Examenul microscopic al calcarelor cretoase şi calcarelor (eş. 174—178 şi 293) arată o structură criptocristalină, cu foarte rare fragmente de cuarţ detritic, rari spiculi de spongieri şi resturi diagenizate de foraminifere.

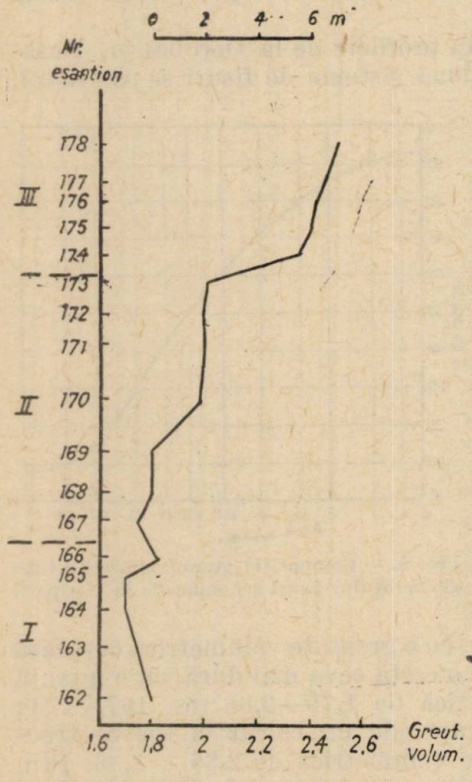


Fig. 6. — Variaţia greutăţii volumetrice a rocilor senoniene din profilul de la Basarabi, pe scara stratigrafică.
I, Pachetul I (cretă); *II*, pachetul II (cretă); *III*, pachetul III (calcar).

În ceea ce priveşte vîrsta depozitelor senoniene din această parte a Dobrogei, aprecierile au evoluat.

Gh. Macovei şi I. Atanasiu (14) au considerat că toate formaţiunile senoniene din Dobrogea aparţin campanianului şi maastrichtianului. Ulterior, M. Chiriac[1] a considerat că orizontul conglomeratic şi cel gresos aparţin santonianului iar stratele de cretă campanianului şi maastrichtianului. Foarte recent, M. Chiriac (comunicare verbală) a emis părerea că profilul de la Nisipari ar fi în întregime santonian; este posibil ca, la Dorobanţu, primii cîţiva metri din baza profilului să aparţină santonianului, iar restul campanianului + maastrichtianului. În orice caz, prezenţa acestor două din urmă subetaje a fost dovedită în mod sigur (M. Chiriac, 1953—1958).

V. Anastasiu (1), (2) pe baza formelor de brachiopode şi echinide a atribuit depozitelor de cretă din cariera Basarabi (Murfatlar) vîrsta aturian inferioară. M. Chiriac (comunicare verbală) atribuie pachetului de cretă de la Basarabi o vîrstă campaniană, iar pachetului de calcar cretos şi calcar dur din partea superioară a profilului o vîrstă maastrichtian inferioară.

Senonianul de la Palazu-Mare şi în general din toată faleza lacului Siutghiol a făcut obiectul unor studii paleontologice întreprinse de către Reuss în 1865 şi apoi de către K. Peters (17). Ei au găsit forme de *Belemnitella* şi *Ostrea*, pe baza cărora s-a stabilit vîrsta senoniană a depozitelor. Mai tîrziu, V. Anastasiu (1) a determinat la Palazu-

[1] M. Chiriac, *Op. cit.*

Mare existența orizontului superior al aturianului. Gh. Macovei și I. Atanasiu (14), pe baza faunei dată de către Reuss, au admis vîrsta maastrichtiană. De aceeași părere este și M. Chiriac (comunicare verbală) care situează profilul de la Palazu-Mare la partea superioară a senonianului, respectiv la maastrichtianul inferior.

În ceea ce privește formațiunile ce urmează senonianului, se recunoaște la Nisipari că acesta este acoperit de cuvertura de loess cuaternar. La Dorobanțu, senonianul este acoperit de către depozitele sarmațiene, peste care urmează loessul. La Basarabi, în cadrul carierei, se vede că acoperișul depozitelor senoniene este constituit de placa calcarelor sarmațiene cu argila verde în bază. La o depărtare de cîțiva km de Basarabi în apropierea localității Valea-Seacă, peste senonian se găsesc mici lambouri de depozite tortoniene (M. Chiriac, 1953—1958). La Palazu-Mare, senonianul este acoperit de o placă de calcare sarmațiene groasă de 3 m, peste care se așterne cuvertura de loess.

CONSIDERAȚII TECTONICE ȘI PALEOGEOGRAFICE

În limitele perimetrului studiat se menține aceeași monotonie tectonică ca în întreaga Dobroge de sud. Ca urmare a evoluției cu totul deosebite a unității Dobrogei de sud față de restul țării (3) formațiunile geologice de aici sînt orizontale sau foarte slab înclinate sau dislocate, datorită faptului că mișcările orogenice din zona carpatică au ajuns aici sub forma unor slabe ecouri. În urma acestor slabe efecte tectonice, depozitele senoniene prezintă o cădere generală de cîteva grade spre est și sud-est (14) (M. Chiriac, 1953—1958), astfel încît forajele din jurul orașului Constanța au întîlnit senonianul la circa 30 m sub nivelul mării, iar la Eforie-Sud la o adîncime și mai mare (10) (fig. 3).

Depozitele senoniene nu au suferit fenomene tectonice importante de faliere sau alte dislocări. În cuprinsul perimetrului la care ne referim există o singură falie vizibilă, de mică amploare, localizată în apropierea satului Poarta-Albă, în versantul stîng al văii Horoslaru (M. Chiriac, 1953—1958); de-a lungul planului acestei falii, formațiunile senoniene vin în contact de front cu cele barremiene (fig. 2). De asemenea, M. Chiriac (1953—1958) consideră că cel puțin o parte din valea Carasu este situată pe o linie de falie.

Un rol mai important l-au avut în această regiune mișcările epirogenice, care au dat naștere transgresiunilor, regresiunilor și discordanțelor dintre formațiunile cretacice. Din această cauză, depozitele senoniene sînt totdeauna transgresive peste termenii inferiori ai cretacicului. Evoluția stratigrafică a regiunii a avut loc tot sub influența mișcărilor oscilatorii. Astfel, o fază de exondare care a durat din timpul turonianului superior pînă la finele coniacianului face ca sedimentarea senonianului să înceapă abia în santonian (M. Chiriac, 1953—1958). O altă fază de exondare care a avut loc la sfîrșitul maastrichtianului și începutul ypressianului provoacă erodarea depozitelor maastrichtiene superioare (M. Chiriac, 1953—1958).

Tabelul nr. 1

Roci carbonatice senoniene din Dobrogea de sud

Nr. probei	Localitatea	CaO %	MgO %	Fe_2O_3 %	Insol.	SiO_2 %	Al_2O_3 %	Clasificarea S. G. Vişneakov				Denumirea litologică
								calcit	dolomit	Insol. + Fe_2O_3	celula	
205	Nisipari	52,20	0,27	0,63	4,62	3,69	0,93	93,5	1,2	5,3	11	cretă
206	,,	52,37	0,20	0,51	4,22	3,49	0,73	94,3	1,0	4,7	14	,,
207	,,	52,54	0,15	0,45	4,91	3,76	1,15	93,9	0,7	5,4	11	,,
208	,,	52,37	0,15	0,51	4,41	3,13	1,28	94,3	0,7	5,0	14—11	,,
210	,,	52,89	0,10	0,42	3,18	2,30	0,88	95,9	0,4	3,6	14	,,
211	,,	52,37	0,10	0,49	5,14	4,00	1,14	93,9	0.4	5,7	11	,,
213	,,	52,89	0,10	0,42	4,18	2,94	1,24	94,9	0,4	4,7	14	,,
214	,,	52,54	0,12	0,38	3,74	3,03	0,71	95,3	0,5	4,2	14	,,
134	Dorobanţu	53,41	0,30	0,36	3,97	3,23	0,74	94,3	1,4	4,3	14	,,
135	,,	51,33	0,27	0,47	7,65	6,73	0,92	90,7	1,2	8,1	11	,,
136	,,	51,67	0,20	0,42	5,72	4,63	1,09	92,9	0,9	6,2	11	,,
138	,,	52,72	0,25	0,42	4,93	3,92	1,01	93,5	1,1	5,4	11	,,
139	,,	50,11	0,17	0,35	8,20	7,31	0,89	90,5	0,8	8,5	11	,,
140	,,	52,02	0,27	0,44	6,22	4,66	1,57	92,2	1,2	6,6	11	,,
141	,,	18,08	0,99	3,95	54,18	41,08	13,10	32,3	4,8	62,9	4	argilă marnoasă
142	,,	52,02	0,22	0,32	4,94	3,72	1,22	93,7	1,0	5,3	11	cretă
143	,,	51,85	0,19	0,42	5,72	4,21	1,51	92,9	0,9	6,2	11	,,
144	,,	51,85	0,18	0,40	5,42	4,07	1,35	93,3	0,8	5,9	11	,,
145	,,	52,54	0,20	0,38	5,47	3,95	1,52	93,0	1,0	6,0	11	,,
147	,,	53,41	0,15	0,30	4,15	2,95	1,20	94,9	0,7	4,4	14	,,
162	Basarabi	53,07	0,22	0,33	4,21	3,28	0,93	94,4	1,0	4,6	14	,,

163	Basarabi	52,37	0,14	0,32	5,34	4,40	0,94	93,7	0,6	5,7	11	cretă
164	,,	52,98	0,17	0,32	4,22	3,43	0,79	94,7	0,7	4,6	14	,,
165	,,	52,72	0,24	0,40	4,80	3,72	1,08	93,7	1,1	5,2	11	,,
166	,,	53,41	0,17	0,30	4,24	3,30	0,94	94,7	0,8	4,5	14	,,
167	,,	52,89	0,19	0,42	4,49	3,43	1,06	94,7	0,7	4,6	14	,,
168	,,	54,11	0,22	0,30	3,32	2,39	0,93	95,4	1,3	3,3	14	,,
169	,,	52,89	0,24	0,38	4,37	3,45	0,92	94,1	1,1	4,8	14	,,
170	,,	53,15	0,24	0,39	4,24	3,37	0,87	94,3	1,1	4,6	14	,,
171	,,	53,24	0,22	0,32	4,45	3,30	1,15	94,2	1,0	4,8	14	,,
172	,,	53,94	0,22	0,28	2,88	2,10	0,78	95,8	1,0	3,2	14	,,
173	,,	53,41	0,19	0,36	3,96	2,93	1,03	94,9	0,8	4,3	14	,,
174	,,	54,28	0,11	0,32	2,50	1,90	0,60	96,7	0,5	2,8	14	calcar cretos
175	,,	54,46	0,17	0,36	2,57	1,94	0,63	96,3	0,8	2,9	14	calcar
176	,,	54,20	0,25	0,30	2,19	1,69	0,50	96,4	1,1	2,5	14	,,
177	,,	54,20	0,10	0,19	1,87	1,35	0,52	97,4	0,5	2,1	14	,,
178	,,	54,98	0,15	0,17	1,27	1,05	0,22	97,8	0,7	1,5	14	,,
180	,,	—	—	7,50	74,70	54,45	20,25	—	—	82,2	1	argilă
285	Palazu-Mare	49,06	0,24	0,55	8,82	7,58	1,24	89,4	1,0	9,6	11	cretă
286	,,	52,02	0,14	0,38	5,12	3,89	1,23	93,8	0,6	5,6	11	,,
287	,,	52,54	0,10	0,33	4,29	3,31	0,98	94,9	0,4	4,7	14	,,
288	,,	51,67	0,18	0,27	4,63	3,59	1,04	94,2	0,8	5,0	14—11	,,
289	,,	5,74	0,72	3,60	73,19	61,89	11,30	9,6	3,7	86,7	2	argilă
290	,,	52,02	0,18	0,25	5,06	4,01	1,05	93,9	0,8	5,3	11	cretă
291	,,	48,89	0,14	0,51	9,60	7,95	1,65	89,0	0,6	10,4	11	,,
292	,,	47,89	0,25	0,42	9,54	7,30	2,24	88,6	1,3	10,1	11	,,
293	,,	53,24	0,12	0,32	3,18	2,50	0,68	96,1	0,4	3,5	14	calcar

În tot timpul cretacicului inferior, apele geosinclinalului carpatic trimeteau un braţ ce ajungea pînă în zona oraşului Constanţa, treceau puţin la nord de valea Carasu şi se continua în R.P. Bulgaria. Dobrogea de sud a stat sub ape şi în cretacicul superior, sedimentarea fiind întreruptă de scurte perioade de exondare, aşa cum s-a arătat mai sus.

În timpul cretacicului, această unitate a ţării noastre reprezenta o parte din aria pericarpatică, fiind o zonă de sedimentare nu prea adîncă, depozitele avînd un caracter net epicontinental. De asemenea trebuie de menţionat că la începutul cretacicului, pe teritoriul Dobrogei de sud domnea un regim de tip mediteranean, cu faună şi depozite de apă caldă (2). Ţinînd seama de prezenţa faciesului cu glauconit albian, a cretei albe senoniene şi de lipsa unor faciesuri recifale, se consideră că, începînd cu albianul, se resimte mai puternic influenţa apelor nordice reci. Această dependenţă arată, I. Atanasiu (3), probabil nu a durat tot timpul cretacicului superior.

Depozite de cretă de vîrstă cretacică superioară, asemănătoare celor din Dobrogea de sud, se întîlnesc în Balcanul estic şi pe Platforma Prebalcanică, în Platforma Rusă, în Anglia, nordul Germaniei, Danemarca, Bazinul Parisului etc. (13).

CHIMISMUL DEPOZITELOR SENONIENE

A. CLASIFICAREA CHIMICĂ A ROCILOR CARBONATICE

Studiul chimic al rocilor carbonatice senoniene se bazează pe un număr de 44 de probe colectate din localităţile Nisipari, Dorobanţu, Basarabi şi Palazu-Mare. Au mai fost recoltate 3 probe de argile din fisurile care străbat depozitele de cretă. Rezultatele analizelor chimice sînt redate în tabelul nr. 1.

Ca şi în cazul studiului chimic al rocilor carbonatice din alte regiuni ale R.P.R., continuăm să întrebuinţăm aceeaşi clasificare chimică după S. G. Vişneakov. În triunghiul de proiecţie (fig. 7), sînt prelucrate şi proiectate datele analitice ale rocilor carbonatice din tabelul nr. 1. Din examenul acestui sector al triunghiului de proiecţie, se evidenţiază faptul că rocile carbonatice senoniene din Dobrogea de sud aparţin numai calcarelor pure (celula 14) şi calcarelor argiloase (celula 11), lipsind tranziţii spre alte roci mai bogate în substanţă dolomitică sau argiloasă. În unele profile se poate remarca o oarecare variaţie de frecvenţă a celor două tipuri de roci carbonatice, după cum se vede în tabelul nr. 2.

Media ponderată a calcarelor pure (celula 14) şi a calcarelor argiloase (celula 11) este dată în tabelul nr. 3.

În coloana stratigrafică se recunoaşte o preponderenţă a calcarelor pure (57,27%), după care urmează calcarele argiloase (39,40%) cu o tranziţie între acestea de 3,33%. Atît din tabelul nr. 3 cît şi din figura 7 se recunoaşte o diferenţă a chimismului rocilor carbonatice în profilul

stratigrafic. Apropierea unor puncte de colțul stîng al triunghiului se datorește chimismului calcarelor care sînt mai bogate în $CaCO_3$ decît creta. Excluzînd aceste calcare, apare o diferențiere de la bază spre partea superioară a profilului general cu îmbogățire în reziduu insolubil.

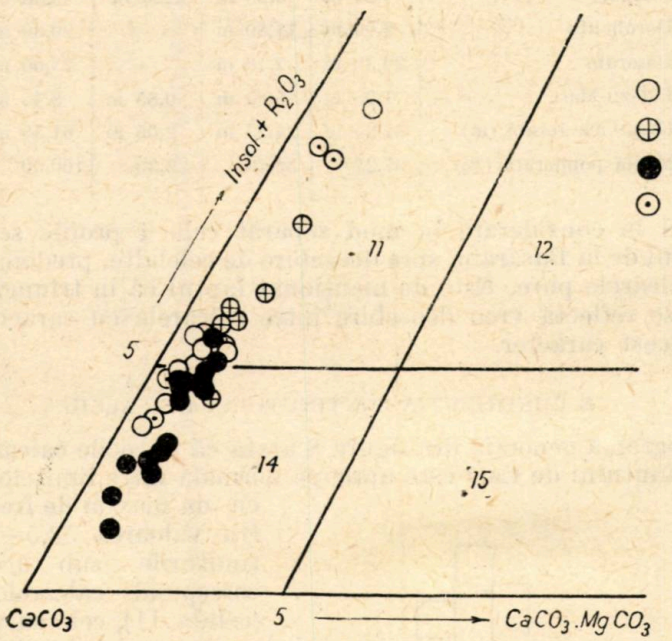


Fig. 7. — Proiecția rocilor senoniene din Dobrogea de sud în triunghiul S. G. Vișneakov.

Cerc gol = Nisipari; cerc cu cruce = Dorobanțu; cerc plin = Basarabi; cerc cu punct = Palazu-Mare.

Tabelul nr. 2

Frecvența rocilor analizate

Localitatea	Celula Vișneakov						Suma
	14	11	14—11	1	2	4	
Nisipari	4	3	1	—	—	—	8
Dorobanțu	2	9	—	—	—	1	12
Basarabi	15	2	—	1	—	—	18
Palazu-Mare	2	5	1	—	1	—	9
	23	19	2	1	1	1	47

Tabelul nr. 3

Conţinutul mediu al calcarelor pure şi argiloase

Localitatea	Celula Vişneakov			Suma
	14	11	14—11	
Nisipari	4,20 m	3,80 m	1,20 m	9,30 m
Dorobanţu	9,00 m	11,80 m	—	20,80 m
Basarabi	20,30 m	2,70 m	—	23,00 m
Palazu-Mare	1,75 m	5,85 m	0,85 m	8,45 m
Grosimea totală (m)	32,25 m	24,25 m	2,05 m	61,55 m
Media ponderată (%)	57,27	39,40	3,33	100,00

Luînd în considerare în mod separat cele 4 profile se recunoaşte că în profilul de la Basarabi, spre deosebire de celelalte, predomină aproape exclusiv calcarele pure. Este de menţionat faptul că în triunghiul de proiecţie nu se reflectă vreo deosebire între calcarele cu caracter de cretă sau fără acest caracter.

B. DISTRIBUŢIA CONŢINUTULUI DE CALCIU

Histograma generală din figura 8 arată că în rocile calcaroase distribuţia conţinutului de CaO este aproape normală între limitele 51 şi 55%, cu un maxim de frecvenţă pentru valoarea 52,5—53%. Conţinuturile sub acest maxim corespund calcarelor argiloase (celula 11), cele cu valori superioare maximului corespund calcarelor pure (celula 14). Din datele analitice asupra calcarelor se remarcă faptul că acestea au un conţinut de CaO superior cretelor. Creta din cariera Basarabi, pachetul I (din bază), care este o cretă tipică, are un conţinut de 52—53% CaO; pachetul II, o cretă mai dură, are un conţinut de 52,5—54,5% CaO, iar orizontul calcaros conţine 54,20 — 54,98% CaO.

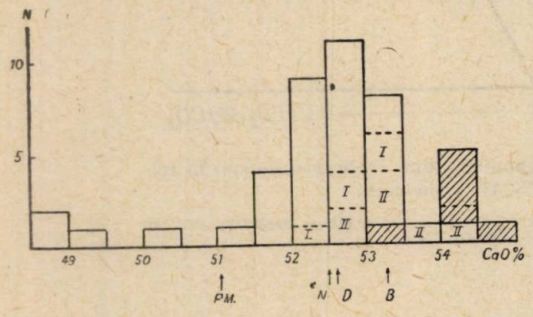


Fig. 8. — Distribuţia conţinutului de calciu în rocile carbonatice senoniene.

Cîmp alb = Cretă; cîmp haşurat = calcar; cîmp haşurat întrerupt = calcar cretos; cifre romane = pachetele de cretă de la Basarabi; N, Nisipari; D, Dorobanţu; B, Basarabi; P.M., Palazu-Mare.

Conţinutul mediu ponderat pe profile este următorul:

Nisipari . . . . . M_8 = 52,50% CaO
Dorobanţu . . . . . M_{11} = 52,59% „
Basarabi . . . . . M_{17} = 53,47% „
Palazu-Mare . . . . . M_8 = 50,90% „

Media generală . . . . . M_{44} = 52,68% CaO

Valoarea mai mare a mediei pentru rocile de la Basarabi este cauzată de prezența calcarelor care au conținuturi mai mari de CaO decît creta.

C. DISTRIBUȚIA CONȚINUTULUI DE MAGNEZIU

În histograma din figura 9 se vede că magneziul intră în rocile calcaroase numai în distribuție clarkeică, limitele de variație fiind 0,00—0,30% MgO, cu maximul de frecvență între 0,10 și 0,20% MgO. Aceste

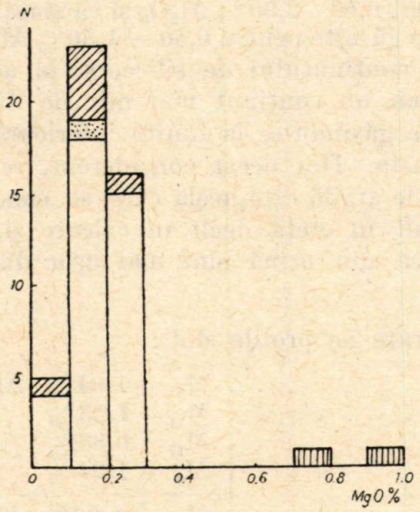


Fig. 9. — Distribuția conținutului de magneziu în rocile senoniene din Dobrogea de sud.

Cîmp alb = Cretă; cîmp haşurat oblic = calcar; cîmp punctat = calcar cretos; cîmp haşurat vertical = roci argiloase miocene.

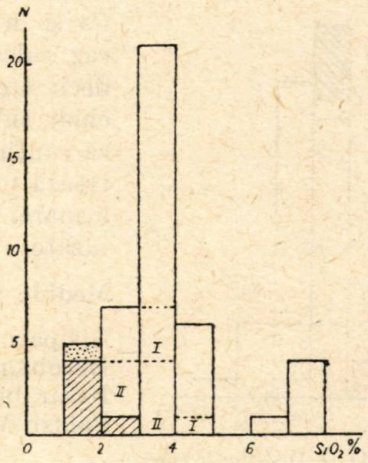


Fig. 10. — Distribuția conținutului de silice în rocile carbonatice senoniene.

Cîmp alb = Cretă; cîmp haşurat = calcar; cîmp punctat = calcar cretos; *I, II* , pachetele de cretă de la Basarabi.

conținuturi mici de magneziu exprimate sub formă de dolomit în triunghiul Vișneakov rareori depășesc proporția de 1%. În aceste roci calcaroase, magneziul poate intra chiar în rețeaua calcitei. Rocile argiloase miocene (eș. 141, 180, 289) au un conținut de magneziu care, exprimat sub formă de dolomit, ajunge între 4 și 5%. În acest caz, este posibil ca cel puțin o parte de magneziu să intre în constituția silicaților.

Din analizele chimice nu se recunoaște o proporție deosebită de MgO pentru rocile din celula 14 sau 11 și nici între calcare și cretă.

D. DISTRIBUȚIA CONȚINUTULUI DE SILICE

În diagrama din figura 10 este reprezentată distribuția conținutului de SiO_2, fiind separate și cele două pachete de cretă de la Basarabi. Din ansamblul histogramei se evidențiază faptul că în cazul calcarelor

fără caracter de cretă conţinutul de SiO_2 este mai mic decît în creta propriu-zisă, la care conţinutul poate să ajungă la cîteva procente. În profilul de la Basarabi, se remarcă conţinutul de SiO_2 mai ridicat în pachetul I decît cel din pachetul II şi conţinutul mult mai mic din calcare. Deci, variaţia conţinutului de SiO_2 este inversă faţă de variaţia conţinutului de CaO.

E. DISTRIBUŢIA CONŢINUTULUI DE ALUMINIU

Histograma conţinutului de Al_2O_3 pentru întreg profilul geochimic (fig. 11) arată că limitele de variaţie sînt 0,00—2,50% Al_2O_3 şi că maximul de frecvenţă se găseşte pentru 0,50 — 1,50% Al_2O_3. Ca şi în cazul conţinutului de silice, şi în acest caz calcarele au un conţinut mai mic de Al_2O_3 decît creta, ele găsindu-se la limita inferioară şi chiar sub aceasta. Din acest considerent, reiese că conţinutul de argilă este acela care se concentrează mai mult în cretă decît în calcare şi, ca urmare, acestea din urmă sînt mai uşor diagenizate.

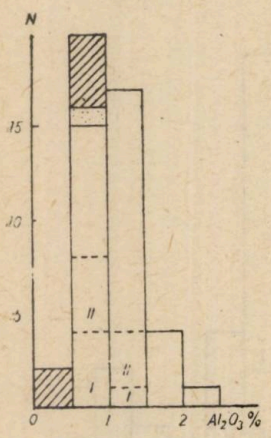


Fig. 11. — Distribuţia conţinutului de aluminiu în rocile carbonatice senoniene.
Cîmp alb = Cretă; cîmp haşurat = calcar; cîmp punctat = calcar cretos; *I*, *II*, pachetele de cretă de la Basarabi.

Mediile ponderate pe profile sînt :

Nisipari	$M_8 = 1{,}04\%$	Al_2O_3
Dorobanţu	$M_{11} = 1{,}23\%$	„
Basarabi	$M_{17} = 0{,}83\%$	„
Palazu-Mare	$M_8 = 1{,}24\%$	„
Media generală	$M_{44} = 1{,}06\%$	Al_2O_3

Şi în cazul mediei ponderate, conţinutul de Al_2O_3 apare mai mic la Basarabi din cauza prezenţei calcarelor.

F. DISTRIBUŢIA RAPORTULUI MOLECULAR $SiO_2 : Al_2O_3$

Raportul $SiO_2 : Al_2O_3$ depinde, după cum a arătat A. B. Ronov şi colaboratori (18), atît de condiţiile de alteraţie continentală, cît şi de depărtarea de litoral. În condiţiile de alterare intensă, cum este în cazul unei clime calde şi umede şi în regiuni de linişte tectonică, silicaţii sînt transformaţi în minerale argiloase cu conţinut mai mare de aluminiu, adică raportul $SiO_2 : Al_2O_3$ este mic, de exemplu duce la caolin $2\,SiO_2 : Al_2O_3$ sau chiar la aluminiu liber. Din figura 12 se vede că, în cazul rocilor senoniene din Dobrogea de sud, raportul molecular $SiO_2 : Al_2O_3$ variază în limite largi între 4 şi 14. Se recunoaşte din aceste diagrame că atît pentru calcarele pure (celula 14) cît şi pentru calcarele argiloase (celula 11) valorile de frecvenţă maximă sînt aproximativ aceleaşi (între 4 şi 6), corespunzătoare hidromicei (illitului), montmorillonitului sau chiar unor

silicați. În ceea ce privește limita maximă se constată că la calcarele argiloase ea poate crește la valori cu mult mai mari. Calcarele cu caractere de cretă conțin uneori numeroase concrețiuni silicioase precum și abundente resturi de organisme silicioase (radiolari, spiculi de spongieri etc.) observabile la microscop, deci mineralele argiloase din aceste roci senoniene au în realitate un raport molecular $SiO_2 : Al_2O_3$ mai mic decît arată în general histograma; valorile crescute în mod aparent provenind de la acest exces de silice organică sau chiar din materialul detritic.

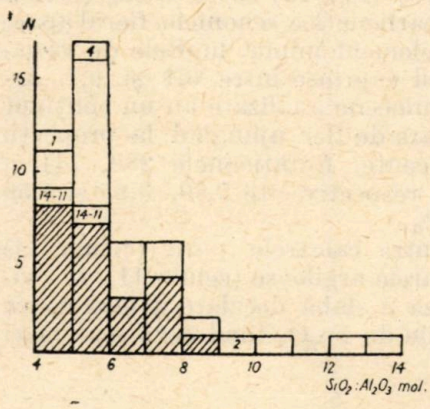


Fig. 12. — Distribuția raportului molecular $SiO_2 : Al_2O_3$ în rocile senoniene, pe tipuri chimice.

Cîmp haşurat = Calcare pure; cîmp alb = calcare argiloase; alte cifre = celula Vișneakov.

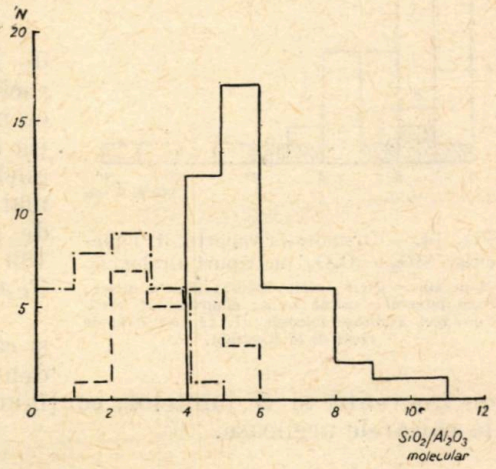


Fig. 13. — Variația raportului molecular $SiO_2 : Al_2O_3$ în timpul geologic pentru rocile carbonatice din Dobrogea de sud.

Linie întreruptă cu puncte = Jurasic; linie întreruptă = barremian (Cernavodă); linie continuă = senonian (Dobrogea de sud).

Pentru comparație cu alte roci carbonatice din Dobrogea, citățm cazul depozitelor jurasice și al celor barremiene de la Cernavodă. În ceea ce privește primele, limitele raportului molecular $SiO_2 : Al_2O_3$ sînt cuprinse între 0 și 5, iar maximul de frecvență este cuprins între 1 și 3 (fig. 13). Pentru depozitele barremiene de la Cernavodă limitele de variație ale raportului sînt cuprinse între 1 și 6, cu maximul de frecvență cuprins între 2—3 și 4—5.

Comparînd aceste valori ale raportului cu cele corespunzătoare pentru senonian se evidențiază faptul că limita inferioară de variație pentru rocile cretoase începe de la limita superioară a rocilor jurasice, iar rocile barremiene de la Cernavodă se situează într-un domeniu de tranziție. Aceasta poate duce la diverse comentarii, atît în ceea ce privește natura mineralului argilos cît și conținutul de silice, mai ales organogenă.

Reluînd histograma pentru rocile senoniene și însemnînd pe aceasta pachetele de cretă de la Basarabi, precum și tipul litologic de rocă (fig. 14) se constată că pentru rocile calcaroase raporul molecular $SiO_2 : Al_2O_3$

variază în limite mai restrînse faţă de rocile cretoase, iar cretele de la Basarabi (pachetele I şi II) au limite de variaţie a raportului mai restrînse decît creta din celelalte profile. Cele 3 eşantioane de argilă miocenă analizate arată aceleaşi limite de variaţie ale raportului ca şi cretele.

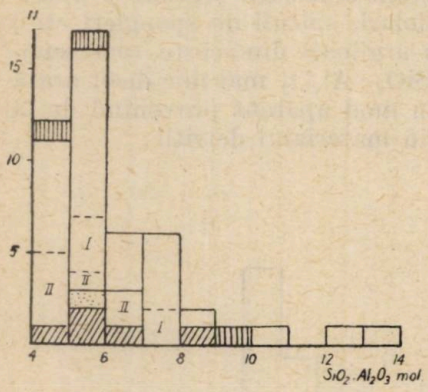


Fig. 14. — Distribuţia raportului molecular $SiO_2 : Al_2O_3$ pe tipuri litologice.
Cîmp alb = Cretă; cîmp haşurat oblic = calcar; cîmp punctat = calcar cretos; cîmp haşurat vertical = roci argiloase miocene; *I, II*, pachetele de cretă de la Basarabi.

G. DISTRIBUŢIA CONŢINUTULUI DE FIER

În histograma pentru conţinutul de Fe_2O_3 (fig. 15) se recunoaşte că în rocile carbonatice senoniene fierul apare ca un element minor, limitele de variaţie fiind cuprinse între 0,1 şi 0,7. Argilele miocene analizate au un conţinut mai mare de fier ajungînd la proporţii de procente. Eşantioanele 289, 141 şi 180 au respectiv cîte 3,60, 3,95 şi 7,50 Fe_2O_3%.

Între calcarele pure (celula 14) şi calcarele argiloase (celula 11) se evidenţiază o slabă decalare a maximelor de frecvenţă şi a limitelor, conţinuturile de Fe_2O_3 fiind ceva mai mari la calcarele argiloase.

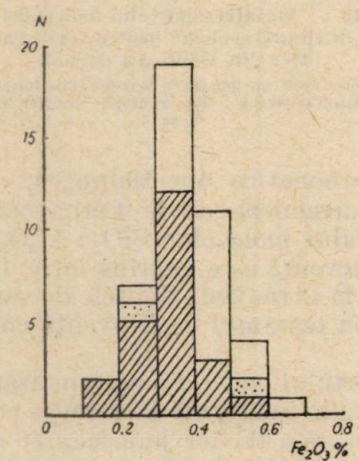


Fig. 15. — Distribuţia conţinutului de fier în rocile carbonatice senoniene, pe tipuri chimice.
Cîmp alb = Calcar argilos (celula 11); cîmp haşurat = calcar pur (celula 14); cîmp punctat = roci de trecere (celula 14—11).

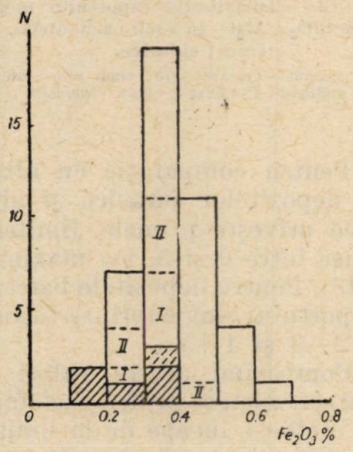


Fig. 16. — Distribuţia conţinutului de fier în rocile carbonatice senoniene, pe tipuri litologice.
Cîmp alb = Cretă; cîmp haşurat = calcar; cîmp haşurat întrerupt = calcar cretos; *I, II*, pachetele de cretă de la Basarabi.

Mediile ponderate scad cel mai mult pentru profilul de la Basarabi, după cum urmează :

Nisipari	M_8	= 0,48%	Fe_2O_3
Dorobanțu	M_{11}	= 0,35%	,,
Basarabi	M_{17}	= 0,32%	,,
Palazu-Mare	M_8	= 0,38%	,,
Media generală . . .	M_{44}	= 0,36%	Fe_2O_3

Reprezentînd pe histogramă tipul de rocă carbonatică (fig. 16) se constată că la calcare conținutul are valori mai mici și limitate la circa 0,4% Fe_2O_3, pe cînd la rocile cretoase conținutul poate crește pînă la limita superioară de variație. Cretele din pachetele I și II de la Basarabi au conținuturi mici care variază între limitele :

Pachetul I.	0,2 — 0,4%	Fe_2O_3
Pachetul II	0,2 — 0,5%	,,

H. VARIAȚIA RAPORTULUI SiO_2 : Al_2O_3 : Fe_2O_3

În diagrama din figura 17, sînt proiectate valorile raportului SiO_2 : Al_2O_3 : Fe_2O_3, considerate pe baza părții insolubile din rocă reprezentată prin minerale argiloase, silice detritică sau organogenă, glauconit etc. În cîmpul de proiecție de formă ovală, diametrul mare arată că în mod principal se produce o variație în proporția de mineral argilos și silice liberă. Pentru fier se recunoaște, după direcția diametrului mare, că există o oarecare creștere a conținutului o dată cu creșterea proporției de mineral argilos și a scăderii proporției de silice liberă. Rezultă că fierul a fost adus în mediul marin legat mai mult de particulele argiloase venite de pe continent. Este de remarcat că rocile argiloase miocene analizate (eș. 141, 180 și 289) se proiectează în cuprinsul aceluiași cîmp ca și rocile carbonatice senoniene din profilele parțiale. Prin notarea cu semne deosebite a punctelor de proiecție după profilul parțial la care aparțin se remarcă o oarecare diferențiere a raportului SiO_2 : Al_2O_3 : Fe_2O_3 începînd din baza profilului general, la Nisipari, spre partea superioară a profilului, la Palazu-Mare. În partea inferioară a cîmpului de proiecție, se repartizează mai ales punctele reprezentînd baza profilului general, iar în cea superioară partea de sus a profilului. Proiecțiile pentru rocile de la Dorobanțu și Basarabi ocupă poziții intermediare.

IMPORTANȚA ECONOMICĂ A ROCILOR SENONIENE DIN DOBROGEA

Creta, prin caracterele ei, și-a găsit încă din timpuri vechi diverse întrebuințări. La început a fost utilizată în special pentru fabricarea cimentului și a varului. Cu timpul s-au găsit numeroase alte aplicații industriale ale cretei, care în afară de cele menționate mai sus sînt : ca materie primă în industria sticlei, a diverselor materiale de construcție, industria zahărului, ca material de umplutură în fabricarea articolelor

de cauciuc, în industria hîrtiei, la prepararea unor culori și lacuri, în metalurgie, în prepararea unor chituri și multe alte întrebuințări. Sorturile foarte curate de cretă se folosesc în industria farmaceutică, în medicină etc.

Pentru fiecare din numeroasele întrebuințări este necesar ca sortul de cretă să posede anumite caracteristici de calitate. În U.R.S.S. (4)

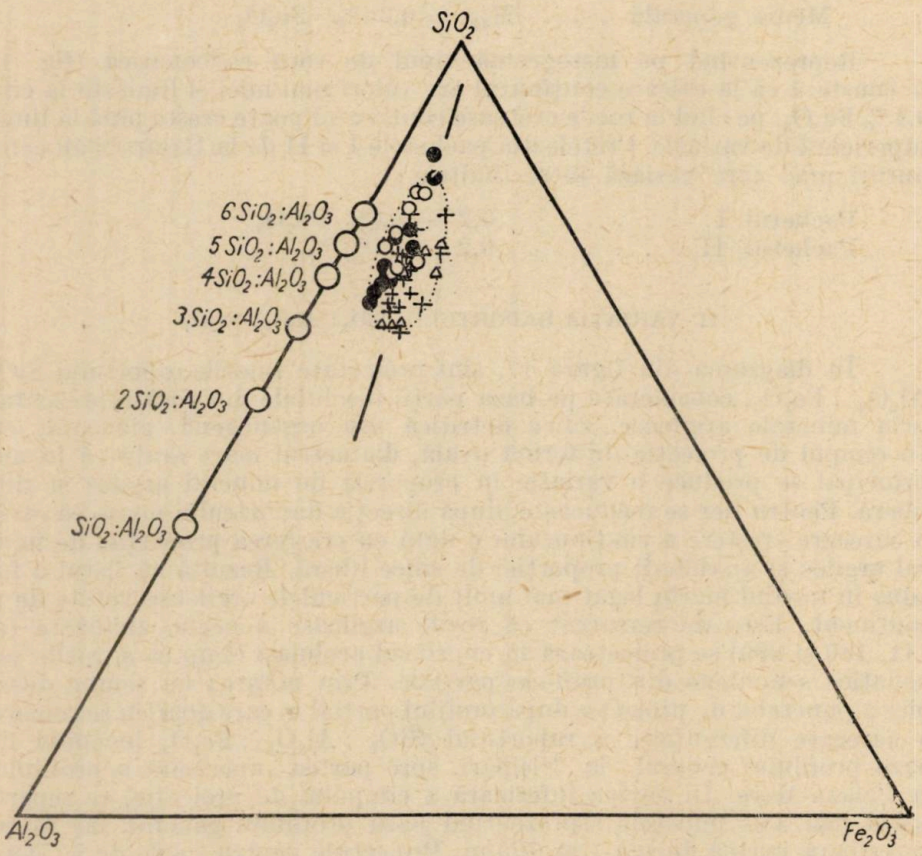


Fig. 17. — Distribuția raportului molecular $SiO_2 : Al_2O_3 : Fe_2O_3$ în rocile senoniene din Dobrogea de sud.

Triunghi = Nisipari; cerc plin = Dorobanțu; cruce = Basarabi; cerc gol = Palazu-Mare.

se deosebesc 3 calități de cretă. Prima, marca A, trebuie să aibă peste 98% $CaCO_3$; a doua, marca B, peste 95% $CaCO_3$, iar a treia, marca C, peste 90% $CaCO_3$, adică respectiv 55,91, 53,23 și 50,43% CaO.

În țara noastră, există încă de mult timp exploatări de cretă în scopuri industriale. Astfel, creta senoniană a servit pentru prepararea varului, a bioxidului de carbon, în industria zahărului. În cariera de la

Basarabi se exploatează cretă care, conform STAS 2706—51, se livrează în trei calități după granulație :

Caracteristica	Cal. I	Cal. II	Cal. III
— Aspect	praf alb	; praf alb	; praf alb
— Granulație (trece prin sita de sîrmă nr. 009 STAS 1077—50, min. %)	99	; 95	; 92
— Umiditate (%maxim)	1,5	; 1,5	; 1,5
— $CaCO_3$ (%minim)	96,0	; 96,0	; 96,0
— Insolubil în HCl (%maxim)	3,0	3,0	; 3,0
— $Al_2O_3+Fe_2O_3$ (%maxim)	2,0	; 2,0	; 2,0
— Mangan (%maxim)	0,02	; 0,02	0,02
— Cupru	lipsă	; lipsă	; lipsă

Creta de la Basarabi este destinată între altele industriei cablurilor de cauciuc, conductorilor electrici, lacurilor și vopselelor.

Analizele chimice ce le prezintă autorii pentru întreg profilul cretei din depozitele senoniene din Dobrogea constituie sugestii și o bază de prognoză pentru înmulțirea întrebuințărilor și dezvoltarea exploatării cretei în cele mai diverse scopuri industriale.

CONCLUZII

Depozitele senoniene din Dobrogea de sud care apar în apropiere de orașul Constanța, constituite în marea lor majoritate din cretă, și numai în mică proporție din calcare, aparțin santonianului și campanian-maastrichtianului.

După clasificarea chimică a lui S. G. Vișneakov aceste roci aparțin grupei calcarelor pure (celula 14) și a calcarelor argiloase (celula 11), cu un procent redus de roci cu caractere de trecere (celula 14 — 11). Roci carbonatice cu un chimism net diferit lipsesc.

Analiza curbelor de variație a componenților chimici din roci (fig. 4) duce la următoarele concluzii privind chimismul rocilor senoniene pe scara stratigrafică :

— Conținutul de calciu arată o creștere oscilantă începînd de la baza profilului general pînă la partea superioară a profilului de la Basarabi. La baza profilului de la Dorobanțu ca și în profilul de la Palazu-Mare, se întîlnesc oscilații mai frecvente și cu amplitudini mai mari. Maximul de frecvență a conținutului de calciu are valoarea 52,5—53,0% CaO. La aceste valori se produc trecerile între calcarele argiloase și calcarele pure. Calcarele au un conținut în general mai ridicat în calciu decît cretele (54—55% CaO).

— Conținutul de magneziu arată în profilul de la Nisipari valori ceva mai ridicate, în timp ce pentru restul profilului general valorile sînt mai scăzute. În baza profilului de la Dorobanțu, se remarcă aceeași

oscilaţie bruscă a curbei de variaţie a conţinutului ca şi în cazul calciului. Magneziul apare ca un element minor, limitele de variaţie fiind 0—0,30% MgO. Aceste cantităţi minore nu presupun o legare a magneziului sub formă de dolomit, ci o distribuţie clarkeică a lui.

— Conţinutul de silice arată o scădere generală începînd din profilul de la Nisipari pînă la partea superioară a profilului de la Basarabi. În baza profilului de la Dorobanţu şi în profilul de la Palazu-Mare, se vede aceeaşi oscilaţie ca şi pentru componenţii anteriori. Calcarele de la partea superioară a profilului de la Basarabi se individualizează printr-un conţinut mai scăzut în SiO_2 decît cretele.

— Aluminiul are caracterul de element minor, limitele de variaţie a conţinutului fiind de 0—2,2 %Al_2O_3, cu maximul de frecvenţă cuprins între 0,5 şi 1,5% Al_2O_3. Curba de variaţie a conţinutului de aluminiu este sensibil paralelă cu cea a conţinutului de siliciu, fapt care s-ar explica prin legarea acestor doi componenţi mai ales sub formă de mineral argilos. De remarcat că şi conţinutul de aluminiu este mai scăzut în calcare decît în cretă.

— Raportul molecular $SiO_2 : Al_2O_3$ are limita inferioară la valoarea 4, cea superioară la valoarea 14, iar maximul de frecvenţă cuprins între valorile 5 şi 6. Acest maxim de frecvenţă ar arăta că mineralul argilos din componenţa rocilor ar fi de tipul hidromicei, montmorillonitului sau chiar prezenţa altor silicaţi. Pentru cea mai mare parte a profilului geochimic, valorile raportului molecular $SiO_2 : Al_2O_3$ sînt apropiate, cu excepţia bazei profilului de la Dorobanţu, unde se produce aceeaşi oscilaţie bruscă ca şi în cazul celorlalţi componenţi.

— Fierul apare ca element minor, limitele de variaţie a conţinutului fiind cuprinse între 0 şi 0,7% Fe_2O_3. Pe profilul general, se evidenţiază un paralelism între conţinuturile de SiO_2, Al_2O_3 şi Fe_2O_3, ceea ce s-ar putea pune pe seama unei origini comune a acestor 3 componenţi ; fierul a putut fi adus în domeniul marin legat de particulele argiloase provenite din aria continentală. La acest paralelism ia parte şi conţinutul de magneziu, indicînd că acest element nu este asociat calcitei, ci unor componenţi mineralogici de tipul silicaţilor. Se remarcă faptul că în calcare conţinutul de fier este în general mai scăzut decît în crete.

— Raportul $SiO_2 : Al_2O_3 : Fe_2O_3$ variază pe profil în mod concordant cu variaţia conţinutului fiecărui component în parte.

— Calcarele senoniene au o puritate mai mare din punct de vedere chimic decît cretele.

— Rocile cretoase din Dobrogea de sud au o greutate volumetrică sub 2,0 (1,70—2,0). Rocile cu caracter de calcar au greutatea volumetrică peste 2,4 iar rocile cu caracter intermediar (calcarul cretos) între 2,0 şi 2,4.

Variaţia chimismului rocilor carbonatice senoniene din Dobrogea de sud pe scara stratigrafică ne-a condus la următoarele concluzii de ordin geologic.

— Oscilaţia bruscă a tuturor curbelor de variaţie a conţinutului componenţilor chimici, care se produce la nivelul dintre eşantioanele 139 şi 140 din baza profilului de la Dorobanţu poate fi pusă pe seama unei eventuale limite între santonian şi campanian+maastrichtian, limită

presupusă și de M. Chiriac (comunicare verbală). Aceasta urmează să se verifice ulterior pe baze paleontologice.

— Oscilația neregulată a tuturor curbelor de variație în cuprinsul profilului de la Palazu-Mare s-ar putea explica printr-o instabilitate a condițiilor de sedimentare, premergătoare fazei de exondare care s-a instalat pe actualul teritoriu al Dobrogei de sud la finele senonianului.

Tabelul nr. 4

Chimismul unor crete din străinătate

Localitatea	Vîrsta	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	CaO	MgO	$CaCO_3$
Lumbres (Franța) *	cenom. infer.	19,65	4,10	1,85	40,40	1,25	74,30
,,	cenom. super.	6,95	2,65	0,90	49,55	0,50	89,50
Villers l'Hôpital (Franța) *	cenom. infer.				51,00		
,,	cenom. super.				45,00		
Barby (Franța) *	cenom. infer.		1,30	0,30	52,00	—	93,00
,,	cenom. super.		1,20	0,60	50,00	—	89,00
Escalles (Franța) *	cenom. infer.						90,00
,,	cenom. super.						72,00—90,00
Milly-les-Doulleurs (Franța)*	turon. infer.		2,00	1,00	45,00	0,50	82,00
,,	turon. mediu		1,10	0,70	50,00	0,36	89,00
Vendin (Franța) *	turon. super.	0,8—10,0	1,80—6,60		43,0—55,0	0,4—0,5	80,00—94,50
Venais (Franța) *	turon. super.	0,5—0,9	0,20—0,30		55,00	0,4—0,6	95,00
Kansas (S.U.A.) **	cret. super.	2,38	1,57	0,56	52,48	0,59	88,00
reg. Kursk (U.R.S.S.) ***	cret. super.	0,39—1,02	0,24—0,37	0,08—0,10	54,90—55,60	0,11—0,16	98,00
reg. Aktiubinsk (U.R.S.S.) ***	cret. super.	4,46	0,38	0,42	52,50	0,54	
reg. Kuibîșev (U.R.S.S.) ***	cret. super.	1,42	0,62	0,08	54,45	0,44	
Caucazul de nord ****	cret. super.	5,70	2,38	0,24	50,11	0,37	
Briansk (U.R.S.S.) ****	cret. super.	1,00	0,90	—	52,40	0,48	
Dobrogea de sud	senonian	3,50	1,06	0,36	52,68	0,15	88,60—95,80

* J. Polvéche, *Sur la stratigraphie, les propriétés physiques et chimiques des craies de Nord de la France*, Colloque sur les problèmes relatifs à la nappe de la craie et Réunion extraordinaire de la Soc. Géol. du Nord, Soc. Géol. du Nord, Livraison (Lille), 1960, LXXX.

** Urey H. C., Lowenstam H. A., Epstein S. a. Mc Kiney C. R. (20).

*** Ruhin L. B., *Osnovî litologhii*, Gosgheolizdat, Moskva — Leningrad, 1953.

**** Svețov M. S., *Petrografia osadocinîh porod*, Gosgheolizdat, Moskva — Leningrad, 1948.

— Pentru restul depozitelor senoniene se remarcă o constanţă a condiţiilor de sedimentare.

Referitor la aceste condiţii de sedimentare se poate spune că creta se depunea pe fundul unei mări cu adîncime redusă, de tip epicontinental; unele studii batimetrice arată că probabil creta de Hanovra se depunea la o adîncime de circa 300 m (M. Gignoux, citat după (15)). Sedimentarea cretei avea loc în ape cu o salinitate normală şi cu o temperatură de circa 11,9—23,8°C (20). Avînd în vedere identitatea de facies, de faună şi de chimism (tabelul nr. 4) a depozitelor de cretă senoniene din Dobrogea cu cele descrise în literatură pentru alte regiuni de pe glob, se poate conchide că creta albă senoniană din Dobrogea de sud s-a depus în condiţii de sedimentare asemănătoare cu cele arătate mai sus.

Lucrarea de faţă constituie o bază de documentare ştiinţifică pentru extinderea prospecţiunii şi explorării depozitelor de roci cretoase şi pentru amplificarea întrebuinţărilor industriale ale cretei senoniene din Dobrogea de sud.

ХИМИЗМ, РАСПРОСТРАНЕНИЕ И ЭКОНОМИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ КАРБОНАТНЫХ ПОРОД ЮЖНОЙ ДОБРУДЖИ

II. ПОРОДЫ СЕНОНА

РЕЗЮМЕ

После краткого обзора истории исследования района дается литологическое и петрографическое описание карбонатных пород сенонского возраста. Более подробно описывается четыре разреза, на основании которых построен сводный разрез сенона Южной Добруджи. В районе Басараби и частично в Палазу Маре, в верхней части мощных пластов мела, развиты плотные известняки. Кроме этого, в районе Басараби установлены колебания объемного веса пород по профилю: 1,7—2,08 — для мела и 2,35—2,46 — для известняков.

С химической точки зрения, аналитические данные указывают на преобладание чистых известняков (клетка 14), менее широкое развитие глинистых известняков (клетка 11) и подчиненное распространение пород промежуточного химического состава (клетки 14—11, по Вишнякову).

Содержание магния кларковое, наиболее часто встречаются содержания между 0,10 и 0,20%. Содержание SiO_2 более высокое в меле и более низкое в известняках.

Алюминий присутствует в подчиненных количествах; чаще всего встречаются содержания порядка 0,5—1,5 Al_2O_3, среднее же содержание составляет 1,06% Al_2O_3.

Молекулярное отношение SiO_2: Al_2O_3 колеблется от 4 до 14; чаще всего встречаются значения между 4 и 6. Величины в зоне мак-

симальных значений объясняются избытком органического кремнезема в породах с окремнелыми остатками организмов. По сравнению со значениями, установленными для карбонатных пород юры из Добруджи и баррема в Чернаводе, устанавливается значительное повышение максимальных значений, определенных для сенонских пород.

Железо также присутствует как второстепенный элемент; содержания его колеблются между 0,10 и 0,70% Fe_2O_3 при содержании 0,36% Fe_2O_3.

В свете аналитических данных подчеркивается экономическое значение сенонских пород Добруджи.

В заключение, отмечается, что на основании резких колебаний кривых в основании разреза в районе Доробанцу, поднимается вопрос возможного существования границы разграничения между сантоном и кампанским + маастрихтом. Колебания, отмеченные в разрезе Палазу Маре, объясняются, по-видимому, невыдержанными условиями осадконакопления в период, предшествовавший движениям поднятия, последовавшим в конце сенона.

Настоящая работа может служить в качестве научной документации при изучении вопроса промышленного освоения белого мела сенонского возраста Южной Добруджи.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Схематическая карта исследуемого участка.

Рис. 2. — Геологическая карта участка Нисипарь—Доробанцу—Басараби—Палазу-Маре (Южная Добруджа); по карте в м-бе 1: 250 000 из „Справочника экскурсанта", 1961.

Рис. 3. — Геологический разрез правого склона долины Карасу *Q* — лесс четвертичный ; S_2 — средний сармат; *Sn* — сенон; *Br* — баррем.

Рис. 4 — Стратиграфическая колонка и геохимический разрез сеноманских отложений Южной Добруджи.

I — местность (частичный разрез) ; *II* — возраст; *III* — литологический состав; *IV* — к-во образцов (анализов); *V* — тип породы (клетка С. Г. Вишнякова); *VI* — метраж. *1* — четвертичный лесс; *2* — известняк; *3* — известняк с мелом; *4* — мел; *5* — песчаник; *6* — конгломераты; *7* — песок и галечник; *8* — кремнистые конкреции; *9* — трещины, выполненные миоценовой глиной.

Рис. 5. — Гранулометрический состав базального сенонского конгломерата, обнажающегося в Нисипарь.

Рис. 6. — Колебания объемного веса сенонских пород в стратиграфическом разрезе около Басарабь.

I — пачка I (мел); *II* — пачка II (мел); *III* — пачка III (известняк).

Рис. 7. — Проекции сенонских пород Южной Добруджи на диаграмме С. Г. Вишнякова.

Белый кружок — Нисипарь; кружок и крестик — Доробанцу; черный кружок — Басарабь; кружок и точка — Палазу-Маре.

Рис. 8. — Распределение содержания кальция в карбонатных породах сенона.

Белое — мел; штриховка — известняк; пунктирная штриховка — известняк с мелом; римские цифры — пачки мела в Басараби; *N* — Нисипарь; *D* — Доробанцу; *B* — Басараби; *P. M.* — Палазу-Маре.

Рис. 9. — Распределение содержаний магния в сенонских породах Южной Добруджи.

Белое — мел; косая штриховка — известняк; точки — известняк с мелом; вертикальная штриховка — миоценовые глинистые породы.

Рис. 10. — Колебания содержания SiO_2 в карбонатных породах сенона. Белое — мел; штриховка — известняк; точки — известняк с мелом; *I*, *II* — пачки мела в Басараби.

Рис. 11. — Колебания содержания алюминия в карбонатных породах сенона. Белое — мел; штриховка — известняк; точки — известняк с мелом; *I*, *II* — — почки мела в Басараби.

Рис. 12. — Распределение молекулярного отношения $SiO_2 : Al_2O_3$ в породах сенона, систематизировано по химическим типам. Штриховка — чистый известняк; белое — глинистый известняк; цифры — — клетка С. Г. Вишнякова.

Рис. 13. — Колебания молекулярного отношения $SiO_2 : Al_2O_3$ в течение геологических времен, для карбонатных пород Южной Добруджи. Точечный пунктир — юрские отложения; пунктир — баррем (Чернавода); сплошная линия — сенон (Южная Добруджа).

Рис. 14. — Распределение молекулярного отношения $SiO_2 : Al_2O_3$ по литологическим типам. Белое — мел; косая штриховка — известняк; точки-известняк с мелом; вертикальная штриховка — глинистые породы миоцена; *I*, *II* — пачки мела в Басараби.

Рис. 15. — Колебания содержания железа в карбонатных породах сенона, распределено по химическим типам. Белое — глинистый известняк (клетка 11); штриховка — чистый известняк (клетка 14); точки-породы переходного типа (клетки 14—11).

Рис. 16. — Колебания содержания железа в карбонатных породах сенона, различного литогического типа. Белое — мел; штриховка — известняк; пунктирная штриховка—известняк с мелом; *I*, *II* — пачки мела в Басараби.

Рис. 17. — Колебания молекулярного отношения $SiO_2 : Al_2O_3 : Fe_2O_3$ в сенонских породах Южной Добруджи. Треугольник — Ниспарь; черный кружок — Доробанцу; крестик — Басараби; белый кружок — Палазу-Маре.

CHIMISME, DISTRIBUTION ET RÔLE ÉCONOMIQUE DES ROCHES CARBONATÉES DE LA DOBROGEA MÉRIDIONALE

II. ROCHES SÉNONIENNES

RÉSUMÉ

Après un bref historique des recherches faites dans cette région, les auteurs donnent une description litho-pétrographique des roches carbonatées sénoniennes. On insiste sur 4 profils au moyen desquels on peut construire un profil général du Sénonien de la Dobrogea méridionale. A Basarabi et, partiellement, à Palazu-Mare, on voit se développer, à la partie supérieure des bancs de craie, des calcaires compacts. A Basarabi, cette variation est mise en évidence aussi par la variation du poids volumétrique des roches du profil ; pour les craies, de 1,7—2,08, et pour les calcaires de 2,35—2,46.

Les données analytiques montrent que, du point de vue chimique, ce sont les calcaires purs (cellule 14) qui prédominent par rapport aux calcaires argileux (cellule 11), avec une faible proportion de roches à caractères chimiques intermédiaires (cellule 14—11 de Vichnéakov).

La distribution du magnésium y est clarkéenne, son maximum de fréquence se trouvant entre 0,10 et 0,20 % MgO. La teneur en silicium est plus élevée dans les craies et moindre dans les calcaires.

La teneur en aluminium, qui présente le caractère d'un élément mineur, a son maximum de fréquence entre 0,5 et 1,5 Al_2O_3, sa moyenne générale étant de 1,06% Al_2O_3.

Le rapport moléculaire $SiO_2 : Al_2O_3$ varie entre 4 et 14, son maximum de fréquence se trouvant entre 4 et 6. Les valeurs voisines du maximum sont dues à l'excès de silice organique provenue des restes d'organismes siliceux dans les roches. Par comparaison avec les valeurs fournies par les roches carbonatées jurassiques de Dobrogea et barrémiennes de Cernavoda, on constate que le maximum pour les roches sénoniennes est sensiblement déplacé vers les valeurs plus élevées.

Le fer apparaît, lui-aussi, comme un élément mineur, sa teneur variant entre 0,10 et 0,70% Fe_2O_3, avec une moyenne générale de 0,36% Fe_2O_3.

En s'étayant de ces données analytiques, on montre l'importance économique des roches sénoniennes de la Dobrogea.

Certaines oscillations brusques des courbes, observées dans la base du profil de Dorobanțu, laissent supposer l'existence d'une limite entre le Santonien et le Campanien + Maëstrichtien. L'oscillation irrégulière dans le profil de Palazu-Mare serait due à une instabilité des conditions de sédimentation, précédant la phase d'exondation de la fin du Sénonien.

Le travail peut servir de documentation scientifique pour l'extension des utilisations industrielles de la craie blanche sénonienne de la Dobrogea méridionale.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Esquisse du périmètre étudié.

Fig. 2. — Carte géologique du secteur de Nisipari — Dorobanțu — Basarabi — Palazu-Mare (Dobrogea méridionale) : selon la carte à 1 : 250 000 du Guide des excursions, 1961.

Fig. 3. — Profil géologique du versant droit de la vallée de Carasu : Q, Lœess quaternaire ; S_2, Sarmatien moyen ; *Sn*, Sénonien ; *Br*, Barrémien.

Fig. 4. — Colonne stratigraphique et profil géochimique des dépôts sénoniens de la Dobrogea méridionale : *I*. Localité (profil partiel) ; *II*, âge ; *III*, constitution lithologique ; *IV*, numéro de l'échantillon (de l'analyse) ; *V*, type de roche (cellule de S. G. Vichnéakov) ; *VI*, mètres de profil. *1*, Lœss quaternaire ; *2*, calcaire ; *3*, calcaire crayeux ; *4*, craie ; *5*, grès ; *6*, conglomérat ; *7*, sable + gravier ; *8*, concrétions siliceuses ; *9*, fissures remplies d'argile miocène.

Fig. 5. — Composition granulométrique du conglomérat basal sénonien de Nisipari.

Fig. 6. — Variation du poids volumétrique des roches sénoniennes du profil de Basarabi, à l'échelle stratigraphique. *I*, Paquet I (craie) ; *II*, paquet II (craie) ; *III*, paquet III (calcaire).

Fig. 7. — Projection des roches sénoniennes de la Dobrogea méridionale dans le triangle de S. G. Vichnéakov : ○, Nisipari ; ⊕, Dorobanțu ; ●, Basarabi ; ⊙, Palazu-Mare.

Fig. 8. — Distribution de la teneur en calcium dans les roches carbonatées sénoniennes. Champ blanc, craie ; hachures, calcaire ; hachures interrompues, calcaire crayeux ; chiffres romains, paquets de craie de Basarabi ; *N*, Nisipari ; *D*, Dorobanțu ; *B*, Basarabi ; *P.M.*, Palazu-Mare.

Fig. 9. — Distribution de la teneur en magnésium dans les roches sénoniennes de la Dobrogea méridionale. Champ blanc, craie ; hachures obliques, calcaire ; pointillé, calcaire crayeux ; hachures verticales, roches argileuses miocènes.

Fig. 10. — Distribution de la teneur en silice dans les roches carbonatées sénoniennes. Champ blanc, craie ; hachures, calcaire ; pointillé ; calcaire crayeux ; *I*, *II*, paquets de craie de Basarabi.

Fig. 11. — Distribution de la teneur en aluminium des roches carbonatées sénoniennes : Champ blanc, craie ; hachures, calcaire ; pointillé, calcaire crayeux : *I*, *II*, paquets de craie de Basarabi.

Fig. 12. — Distribution du rapport moléculaire $SiO_2 : Al_2O_3$ dans les roches sénoniennes, suivant les types chimiques. Champ hachuré, calcaires purs ; champ blanc, calcaires argileux ; divers chiffres, cellule de S. G. Vichnéakov.

Fig. 13. — Variation, au temps géologique, du rapport moléculaire $SiO_2 : Al_2O_3$ pour les roches carbonatées de la Dobrogea méridionale : •—·—·—· Jurassique ;— — — — Barrémien (Cernavoda) ; ——— Sénonien (Dobrogea méridionale).

Fig. 14. — Distribution du rapport moléculaire $SiO_2 : Al_2O_3$ suivant les types lithologiques. Champ blanc, craie ; hachures obliques, calcaire ; pointillé, calcaire crayeux ; hachures verticales, roches argileuses miocènes ; *I*, *II*, paquets de craie de Basarabi.

Fig. 15. — Distribution de la teneur en fer dans les roches carbonatées sénoniennes, suivant les types chimiques. Champ blanc, calcaire argileux (cellule 11) ; hachures, calcaire pur (cellule 14) ; pointillé, roches de transition (cellule 14—11).

Fig. 16. — Distribution de la teneur en fer dans les roches carbonatées sénoniennes, suivant les types lithologiques. Champ blanc, craie ; hachures, calcaire ; hachures interrompues, calcaire crayeux ; *I*, *II*, paquets de craie de Basarabi.

Fig. 17. — Distribution du rapport moléculaire $SiO_2 : Al_2O_3 : Fe_2O_3$ dans les roches sénoniennes de la Dobrogea méridionale : Δ, Nisipari ; ●, Dorobanţu ; +, Basarabi ; ○, Palazu-Mare.

BIBLIOGRAFIE

1. ANASTASIU V., *Contribution à l'étude géologique de la Dobrogea (Roumanie)*. Terrains secondaires, Thèse, Paris, 1898.
2. — *Esquisse géologique de la Dobrogea*, Congr. Intern. du Pétrole, IIIème session, Bucureşti, 1907, 241.
3. ATANASIU I., *Privire generală asupra geologiei Dobrogei*, Lucr. Soc. Geogr. Cantemir, Univ. Iaşi, Iaşi, 1940, **III**.
4. *** *Бальшая советская энциклопедия*, Москва, 1954, **27** изд. II, 93.
5. CHIRIAC M., *Contribution à l'étude de la faune des Echinides crétacés de la Dobrogea du Sud*, Rev. géol. — géogr., 1957, **I**, 61—97.
6. — *Notă asupra depozitelor sarmaţiene din Dobrogea*, Com. Acad. R.P.R., 1960, **X**, 7, 613.
7. — *Reprezentanţi ai familiei Turrilitidae Meek, 1876 în cretacicul Dobrogei de sud*, St. şi cerc. geol., 1960, **V**, 3.
8. — *Geologia Dobrogei de sud*, Ghidul excursiilor, D. Dobrogea, Bucureşti, 1961, 42—52.
9. — *Asupra unor noi iviri de cretacic şi terţiar la V de localitatea Ovidiu (reg. Dobrogea) în zona Valea Adîncă*, Com. Acad. R.P.R., 1962, **XII**, 4, 467.
10. CIOCÎRDEL R., *Contribuţiuni la cunoaşterea geologiei Dobrogei Centrale*, Dări de seamă Com. geol., 1953, **XXXVII**, 153—161.
11. MACOVEI GH., *Asupra vîrstei şi variaţiei faciesurilor terenurilor sedimentare din Dobrogea meridională*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1911, **II**.
12. — *Cercetări geologice în podişul prebalcanic din Dobrogea şi Bulgaria*, An. Inst. geol. Rom., **V**, 1914, **XVIII**.
13. — *Geologia stratigrafică*, Edit. tehnică, Bucureşti, 1958, ed. a II-a, 335—385.
14. MACOVEI GH. et ATANASIU I., *L'évolution géologique de la Roumanie. Crétacé*, An. Inst. geol. Rom., 1934, **XVI**.
15. PAPIU V. C., *Petrografia rocilor sedimentare*, Edit. ştiinţifică, Bucureşti, 1960, 415—416, 262.

16. PASCU R., *Carierele și apele minerale în Dobrogea*, Cultura națională, București, 1928.
17. PETERS K., *Grundlinien zur Geographie und Geologie der Dobrudscha*, Viena, 1867.
18. РОНОВ А.Б. И МИГДИСОВ А.А., *Соотношение кларковых и рудных концентраций алюминия в осадочном цикле*, Международный геологический конгресс, XXI сессия 1960, Докл. сов. геологов.
19. SIMIONESCU I., *Aperçu géologique sur la Dobrogea*, Guide des excursions. Texte, București, 1927, 353.
20. UREY H. C., LOWENSTAM H. A., EPSTEIN S. a. MC KINEY C. R., *Measurement of paleotemperatures and temperatures of the Upper Cretaceous of England, Danmark and the Southeastern United States*, Bull. geol. Soc., 1951, **LXII**, *4*, 399—416.

INTERPRETAREA GEOLOGICĂ A DATELOR DE VÎRSTĂ ABSOLUTĂ A FORMAȚIUNILOR CRISTALOFILIENE DIN CARPAȚII MERIDIONALI CENTRALI

DE

N. D. SEMENENKO, MARCELA DESSILA-CODARCEA, S. G. DEMIDENKO și B. B. ZEIDIS

Comunicare prezentată de academician G. MURGEANU în ședința din 9 iulie 1963

Abordarea studiului masivelor cristaline din Carpații Meridionali prin metode noi a condus la stabilirea unor coloane stratigrafice în care s-a preconizat, pe baze geometrice, succesiunea puternicilor stive de șisturi cristaline care constituie acești munți.

Problema rezolvării vîrstei diferitelor serii separate și descrise este însă foarte dificilă. Cea mai mare parte a formațiunilor premetamorfice au fost afectate intens de procesele de metamorfism general și transformate în șisturi cristaline la nivelul faciesului amfibolitic; stabilirea vîrstei lor pe baze paleontologice nu este deci posibilă. Vîrsta formațiunilor metamorfozate la nivelul faciesului șisturilor verzi nu era de asemenea la acea dată stabilită pe baze paleontologice, încît nu se puteau face decît presupuneri în această privință.

În lipsa existenței unor date paleontologice pe baza cărora să se poată preciza vîrsta formațiunilor primordiale, ne-am propus să recurgem la datele furnizate de determinările de vîrstă absolută, care dau posibilitatea stabilirii vîrstei epocilor de cutare și metamorfism.

În acest scop au fost recoltate în campania anului 1961, un număr de 15 probe de șisturi cristaline din diferitele serii care intră în constituția Carpaților Meridionali centrali. Aceste probe au fost analizate în laboratorul de radiometrie.

Rezultatele acestor determinări sînt foarte interesante, ele prezentînd o deosebită importanță pentru studiile care se vor efectua în viitor în țara noastră. Vom utiliza aceste rezultate ca o bază de discuție în pri-

vinţa aplicabilităţii metodei K/Ar la studiul formaţiunilor metamorfozate care intră în constituţia masivelor cristaline din Carpaţii romîneşti.

★

În urma cercetărilor geologice efectuate în ultimii ani în regiunea defileului Oltului, s-a stabilit o coloană stratigrafică în care s-a arătat succesiunea seriilor cristalofiliene puse în evidenţă în această porţiune a arcului carpatic (1). Fiecare serie este constituită din complexe caracteristice din punct de vedere litofacial, reprezentînd depozitele diferitelor stadii de evoluţie ale unor geosinclinale vechi cutate şi metamorfozate în epoci tectonice succesive :

— *Seria de Măgura* : complexul gnaiselor granitoide, complexul gnaiselor cuarţo-feldspatice (complexul gnaiselor leucocrate), complexul gnaiselor biotitice (complexul gnaiselor blastodetritice).

— *Seria de Sadu* : complexul micaşisturilor cu granaţi şi staurolit, complexul alternanţelor de paragnaise biotitice şi micaşisturi (complexul ritmic de Cîrlige).

— *Seria de valea Muntelui* : complexul peridotito-gabbroido-amfibolitic (complexul ofiolitic), complexul alternanţelor de paragnaise biotitice sau biotito-amfibolice, gnaise cuarţo-feldspatice şi micaşisturi (complexul ritmic).

— *Seria de Rîuşorul Cisnădioarei* : complexul şisturilor cu porfiroblaste de albit, complexul şisturilor cloritoalbitice.

— *Subseria de Steaza* : gnaise muscovitice.

— *Seria de Sibişel* : complexul şisturilor amfibolice, complexul şisturilor cu magnetit, complexul calcaros, complexul grafitos.

— *Seria de Răşinari* : complexul cuarţitelor blastodetritice, complexul şisturilor cuarţoase clorito-sericitice.

Utilizîndu-se datele din literatura geologică, s-a încercat să se stabilească corespondenţa acestor serii cu principalele zone cristaline care intră în constituţia Carpaţilor Meridionali centrali.

În acest sens, s-a arătat că seria de Măgura poate fi integrată în zona cristalină Cumpăna — Cozia, seria de valea Muntelui face parte din cristalinul Sebeş — Lotru, seria de Rîuşorul Cisnădioarei corespunde cristalinului Masivelor Leaota şi Iezer.

În scopul efectuării determinărilor de vîrstă absolută s-au colectat probe în regiunea Răşinari—Cisnădioara—Sadu din seria de Măgura, seria de Rîuşorul Cisnădioarei şi seria de Sibişel, precum şi din cristalinul Sebeşului şi cristalinul Lotrului.

Seria de Măgura reprezintă termenul cel mai vechi din punct de vedere stratigrafic, fiind constituită preponderent din diferite tipuri de gnaise.

În vederea stabilirii vîrstei seriei de Măgura am colectat două probe : proba nr. 5 (gnais biotitic) care provine din Masivul Măgura Cisnădioarei, bazinul văii Rîuşorului, de pe pîrîul Argintului, în avale de bifurcaţia sa principală, şi proba nr. 6 (gnais ocular) colectată de pîrîul Sibişelului, în amunte de confluenţa sa cu pîrîul Derjanilor.

Gnaisul biotitic (pl. I, fig. 7) este caracterizat printr-o şistozitate puţin pronunţată, fiind constituit din : oligoclaz, microclin, cuarţ, biotit, muscovit, sfen, epidot.

La microscop roca prezintă fenomene de cataclază ; îndeosebi plagioclazii sînt alteraţi şi cataclazaţi, în timp ce cuarţul formează plaje recristalizate cu aspect mozaicat. În jurul fragmentelor de plagioclaz alterat, se observă uneori o fişie îngustă limpede, rezultată de asemenea în urma unui proces ulterior de recristalizare.

În general lamelele de biotit prezintă extremităţi franjurate şi exfoliate. În unele cazuri ele sînt rupte transversal, fisurile fiind umplute cu cuarţ recristalizat. Adeseori în lungul clivajelor se observă prezenţa unor granule fine de sfen. Muscovitul este întotdeauna asociat cu biotitul prin transformarea căruia provine. Acest fenomen este pus în evidenţă în mod clar prin resturile de biotit care se păstrează adeseori în lamele de muscovit. Granulele de sfen apar asociate aproape în mod constant cu muscovitul, părînd a proveni de asemenea în urma acestei transformări.

Lamelele de mice sînt uneori îndoite ; această îndoire este pusă în evidenţă atît prin forma lamelei cît şi prin curbarea clivajelor.

Gnaisul ocular prezintă aceeaşi compoziţie mineralogică, deosebindu-se însă de gnaisul biotitic prin proporţiile în care apar mineralele în rocă ; microclinul este întotdeauna prezent în cantităţi apreciabile.

Seria de valea Muntelui — cristalinul Sebeşului şi Lotrului. Formaţiunile cristalofiliene care constituie extremitatea estică a Masivului Sebeş—Lotru sînt reprezentate prin : paragnaise biotitice, paragnaise biotito-amfibolice, amfibolite, gnaise cuarţo-feldspatice şi micaşisturi. Prezenţa rocilor pegmatitice sub formă de lentile concordante sau filoane discordante este o caracteristică constantă a acestei serii.

În vederea datării proceselor de metamorfism general, în urma cărora au rezultat aceste şisturi cristaline, s-au colectat 5 probe : proba nr. 9 (gnais biotitic — pl. II, fig. 10) provine din bazinul pîrîului Sibişel, din versantul stîng al văii Muntelui, iar probele nr.12, 13 şi 14 provin de pe valea Sadului. Proba nr. 13 (gnais biotitic faneroblastic — pl.II, fig. 12) a fost colectată pe valea Sadului la Gîtul Berbecului, iar proba nr.12 (gnais biotito-muscovitic) şi proba nr. 14 (gnais cuarţo-feldspatic — pl.II, fig. 13) provin din avale şi din amunte de acest punct. Proba nr. 15 (gnais biotitic cu sillimanit — pl. II, fig. 14) provine din cristalinul Lotrului, fiind colectată pe pîrîul Păscoaiei, în apropierea confluenţei cu valea Lotrului.

Studiul microscopic al şisturilor cristaline, aparţinînd cristalinului de tip Sebeş, pune în evidenţă aspecte variate. Compoziţia mineralogică a acestor gnaise este uniformă, variind mai mult proporţiile dintre diferitele minerale constitutive.

Rocile nu prezintă fenomene de cataclază. Se remarcă însă diferenţe în ceea ce priveşte granulaţia.

Gnaisele sînt caracterizate în general prin structuri lepidogranoblastice ; gnaisul biotitic cu sillimanit prezintă aspecte granulitice.

Lamelele de biotit au extremităţile franjurate şi exfoliate. Aproape în mod constant se remarcă prezenţa unor dîre sau granule opace. În unele cazuri (gnaisul biotitic cu sillimanit), în jurul incluziunilor de minerale

active din biotit se remarcă prezenţa unor aureole pleocroice foarte dezvoltate. Trebuie să arătăm de asemenea că uneori lamelele de biotit conţin aglomerări foarte mărunte de sfen, înşiruite în lungul planelor de clivaj. Mici fisuri oblice pe direcţia lamelelor sînt marcate de asemenea prin înşiruirea acestor aglomerări de granule de sfen (gnaisul cuarţo-feldspatic).

O mare parte a muscovitului din rocă provine în mod clar prin transformarea biotitului ale cărui rămăşiţe se păstrează adeseori de-a lungul planelor de clivaj. Se pot observa chiar în lungul fisurilor de clivaj ale lamelelor de biotit diferite stadii de levigare a fierului.

Studiul microscopic al gnaisului biotitic faneroblastic pune în evidenţă aspecte interesante : lamelele de biotit sînt presate şi dislocate după două direcţii aproape perpendiculare între ele, situate amîndouă oblic pe lamelă. În lungul uneia dintre aceste două direcţii se observă transformarea biotitului în muscovit şi chiar blasteza ulterioară a acestui mineral.

Fenomenele de cloritizare sînt mai puţin dezvoltate. Prezenţa cloritului în cantităţi reduse este însă destul de constantă.

Seria de Rîuşorul Cisnădioarei. Această serie este constituită în Carpaţii Meridionali centrali din două complexe de şisturi cristaline.

Probele au fost colectate numai din complexul superior din punct de vedere stratigrafic. Proba nr. 7 (şist albitic clorito-sericitic) provine din bazinul pîrîului Sibişel, în avale de confluenţa cu pîrîul Dobrei. Proba nr. 8 (şist clorito-muscovitic) a fost colectată în apropierea cătunului Prislop (Răşinari) de pe pîrîul Ţiganilor.

Şistul albitic, clorito-sericitic (pl. I, fig. 8) prezintă caracter microcristaloblastic, fiind constituit din : sericit, clorit, albit, cuarţ, rutil. Sericitul constituie fişii care alternează cu fişiile clorito-albitice.

Şistul clorito-muscovitic (pl. I, fig. 9) este constituit din : muscovit, clorit, albit, cuarţ, minerale opace. Lamelele fine de muscovit şi clorit sînt concrescute, constituind fişii care alternează cu fişiile cuarţoase. Prezenţa unor dîre opace discontinue asociate în mod constant cu cloritul, dau indicaţii asupra existenţei unui fenomen de metamorfism regresiv. Rămăşiţe de biotit pe cale de cloritizare constituie o dovadă în plus în această privinţă.

Subseria de Steaza. În baza seriei de Sibişel a fost pusă în evidenţă în regiunea de la vest de defileul Oltului (bazinul pîrîul Sibişel—Răşinari şi bazinul valea Uria—Cîineni) o formaţiune gnaisică constituită din gnaise muscovitice sau gnaise leucocrate, rar conţinînd intercalaţii de roci cuarţitice.

Proba nr. 4 (gnais muscovitic) a fost colectată de pe pîrîul Coştii, afluent al pîrîului Sibişel.

La microscop gnaisul muscovitic (pl. I, fig. 6) este caracterizat printr-o structură blastodetritică foarte evidentă ; într-o mezostază cuarţo-plagioclazică măruntă apar granule ovale sau rotunjite de dimensiuni în general psamitice, constituite din plagioclaz, mai rar de microclin. Micele sînt reprezentate prin biotit şi muscovit : biotitul constituie în mod obişnuit lamele foarte fine răspîndite egal în mezostaza măruntă

a rocii, în timp ce muscovitul apare sub formă de lamele larg dezvoltate dispuse paralel.

Seria de Sibișel. Formațiunile cristalofiliene ale seriei de Sibișel au fost separate și descrise pentru prima dată în regiunea Rășinari.

În scopul datării acestei serii s-au colectat probe pentru determinări de vîrstă absolută și analize palinologice.

În vederea determinărilor de vîrstă absolută s-au colectat 3 probe : probele nr. 1 și 2 (amfibolit și metagabbro) au fost colectate din complexul șisturilor amfibolice al seriei de Sibișel de pe valea Muntelui în apropierea confluenței cu pîrîul Sibișel; proba nr. 3 (șist sericitic cu magnetit) a fost colectată de pe pîrîul Sibișel, din amunte de confluența cu valea Muntelui.

Metagabbroul este caracterizat printr-o textură paralelă puțin marcată, fiind constituit din : amfiboli, clorit, epidot, albit. Roca conține uralit, caracterizat prin prezența nucleelor tulburi, relicte, rezultate în urma transformării piroxenului primordial și amfiboli blastogenetici aciculari sau fibroși, dispuși paralel și reprezentați prin termeni ai seriei tremolit — ferrotremolit.

Amfibolitul prezintă următoarea compoziție mineralogică : amfibol, biotit, albit, epidot, minerale opace. Amfibolul este reprezentat printr-un termen al seriei ferrohastingsit-ferrotremolit. Cristalele mai bine dezvoltate conțin nuclee tulburi, asemănătoare cu acelea puse în evidență în uralitele rocilor metagabbroide, indicînd un material inițial eruptiv. Biotitul de culoare brună-măslinie este adeseori cloritizat.

Șistul sericitic cu magnetit (pl. I, fig. 5) este microcristaloblastic fiind alcătuit din : cuarț, sericit, biotit brun-măsliniu, epidot, magnetit. Sericitul, în asociație cu epidotul, constituie fișii care alternează cu fișiile granoblastice de cuarț. Lamelele fine de biotit sînt răspîndite uniform în rocă, observîndu-se atît în fișiile sericitice cît și în cele cuarțoase. Se remarcă frecvent cloritizarea parțială a biotitului. Idioblastele de magnetit sînt localizate exclusiv în fișiile de sericit.

★

Determinările de vîrstă absolută au fost efectuate prin metoda argonului (tabelul nr. 1).

În acest scop s-a utilizat biotitul sau muscovitul separate din șisturile cristaline metamorfozate la nivelul faciesului amfibolitic, caracterizate printr-o cristaloblasteză intensă. Atunci cînd roca a conținut cantități suficiente de biotit și muscovit s-au utilizat ambele mice pentru determinări.

Pentru analizarea rocilor microcristaloblastice corespunzătoare faciesului șisturilor verzi s-a folosit întreaga rocă. Conținutul de sericit destul de ridicat din aceste roci a făcut posibile determinările.

Argonul s-a menținut mai bine în amfiboli, însă din cauza conținutului scăzut de K (0,1%) rocile amfibolitice nu au putut fi utilizate pentru determinări.

Tabelul nr. 1

Valorile obţinute prin metoda K/Ar pentru şisturile cristaline din Carpaţii Meridionali centrali

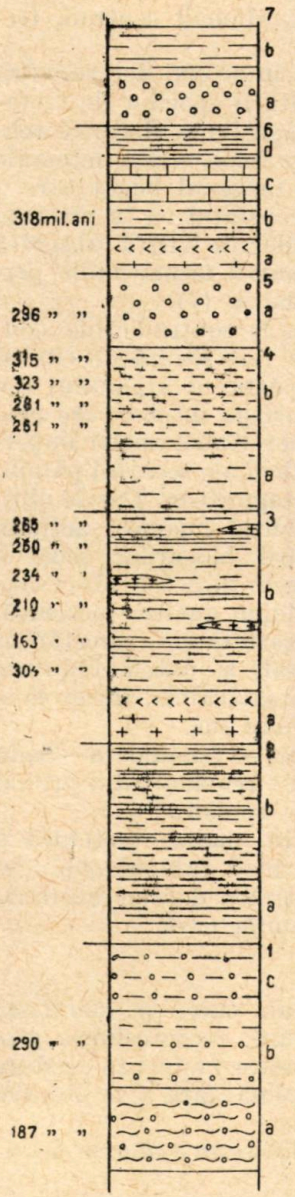
Nr. probei	Mineral sau rocă	K_2O	Ar 10−7 2/2	Vîrsta în milioane de ani
3	şist sericitic cu magnetit	5,52	1,299	318
4	muscovit	8,41	1,833	296
5	biotit	7,30	0,977	187
6	biotit	6.63	1,441	290
7	şist albitic clorito-sericitic	1,53	0,356	315
8	şist clorito-muscovitic	3,29	0,373	323
			0,605	251
			0,623	261
9	biotit	6,99	1,352	265
12	muscovit şi	6,88	1,299	250
	biotit	6,88	1,157	234
13	biotit	7,45	1,139	210
14	biotit	6,65	0,783	163
15	biotit	6,42	1,444	304

Juxtapunînd rezultatele obţinute prin metoda argonului pe coloana stratigrafică stabilită în Carpaţii Meridionali centrali, se observă din primul moment neconcordanţe mari (fig. 1). Seriile mai intens metamorfozate şi mai vechi din punct de vedere stratigrafic (seria de Măgura, seria de valea Muntelui) sînt caracterizate prin vîrste absolute mai mici decît seriile metamorfozate la nivelul faciesului şisturilor verzi care prezintă o poziţie superioară din punct de vedere stratigrafic (seria de Sibişel). Mai mult, cu cît înaintăm în cristalinul Sebeşului de la E spre V analizele efectuate prin metoda argonului dau valori din ce în ce mai mici, în timp ce metamorfismul creşte (fig. 2).

Descoperirea şi determinarea ultramicrosporilor şi a algelor în complexul calcaros al seriei de Sibişel au dat posibilitatea atribuirii neîndoielnice a acestuia rifeanului (5). Complexul calcaros prezintă îndinţări laterale de facies cu complexul şisturilor cu magnetit care la rîndul său prezintă treceri gradate spre complexul şisturilor amfibolice. Aceste date au permis atribuirea întregii serii de Sibişel rifeanului.

Datarea seriei de Sibişel pe baze paleontologice a dat posibilitatea preconizării epocii de cutare şi metamorfism în timpul căreia formaţiunile rifeene au fost transformate în şisturi cristaline la nivelul faciesului şisturilor verzi, iar rocile din fundament, corespunzînd în ceea ce priveşte gradul de metamorfism faciesului amfibolitic au suferit procese de metamorfism regresiv. Bazaţi pe aceste date putem vorbi acum de o epocă de cutare şi de metamorfism baicaliană (5).

Seria de valea Muntelui, seria de Sadu şi seria de Măgura, inferioare din punct de vedere stratigrafic seriei de Sibişel, sînt în mod evident mai vechi ele reprezentînd probabil termeni ai proterozoicului şi arhaicului (10) sau ai precambrianului 2 şi 3, eventual chiar şi precambrianului 1 (11).



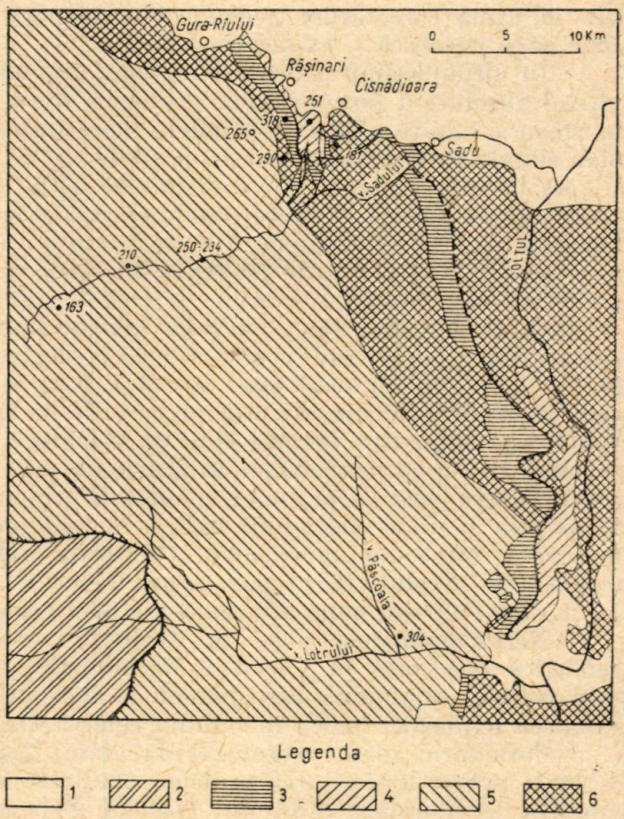


Fig. 2. — Schiţa geologică a regiunii de la V de defileul Oltului (Carpaţii Meridionali centrali).

1, Sedimentar — cretacic şi terţiar; *2*, autohtonul danubian. Pînza getică; *3*, seria de Sibişel şi seria de Răşinari. *4*, seria de Riuşorul Cisnădioarei; *5*, seria de valea Muntelui (cristalinul Sebeşului şi Lotrului); *6*, seria de Măgura şi seria de Sadu (cristalinul Cumpănei, Coziei şi Făgăraşului).

Fig. 1. — Succesiunea schematică a seriilor cristalofiliene din Carpaţii Meridionali centrali.

7, Seria de Răşinari — *b*, complexul şisturilor cuarţoase cloritosericitice; *a*, complexul cuarţitelor blastodetritice. *6*, Seria de Sibişel, *d*, complexul grafitos; *c*, complexul calcaros; *b*, complexul şisturilor cu magnetite; *a*, complexul şisturilor amfibolice. *5*, Subseria de Steaza — *a*, gnaise muscovitice. *4*, Seria de Riuşorul Cisnădioarei — *b*, complexul şisturilor clorito-albitice; *a*, complexul şisturilor cu porfiroblaste de albit. *3*, Seria de valea Muntelui (cristalinul Sebeş — Lotru) — *b*, complexul alternanţelor de paragnaise biotitice, biotito-amfibolice, gnaise cuarţo feldspatice şi micaşisturi cu pegmatite; *a*, complexul peridotito-gabbroido-amfibolitic. *2*, Seria de Sadu — *b*, complexul alternanţelor de paragnaise-biotitice şi micaşisturi; *a*, complexul micaşisturilor cu granat şi staurolit. *1*, Seria de Măgura — *c*, complexul gnaiselor biotitice; *b*, complexul gnaiselor cuarţo-feldspatice; *a*, complexul gnaiselor granitoide.

Neconcordanţele dintre datele de determinare a vîrstei absolute, a rocilor, date a căror precizie, nu poate fi pusă la îndoială în ceea ce priveşte experimentul, şi poziţia acestor date în coloana stratigrafică, stabi-

lită în urma cercetărilor geologice în Carpaţii Meridionali centrali, trebuie să-şi găsească o explicaţie logică.

În ultimul timp utilizarea metodei argonului în scopul determinării vîrstei absolute a formaţiunilor geologice sau a datării epocilor de metamorfism şi cutare a luat o extindere mare în întreaga lume, datorită tehnicii simple a experimentului şi a posibilităţii de a se folosi şi alte minerale şi roci în acest scop (9). S-a acumulat astfel un material bogat care a permis să se ajungă la unele concluzii. Astfel s-a constatat că în privinţa formaţiunilor postcambriene o mare parte a valorilor de vîrstă absolută concordă cu reprezentările geologice, în timp ce pentru formaţiunile precambriene se constată foarte adeseori necorcondanţe (7).

O analiză eficientă a cauzelor care au condus la contradicţiile constatate între datele radiologice şi cele geologice, a fost făcută de curînd în U.R.S.S. (9). În acest sens s-a arătat că îndepărtarea argonului din roci se produce nu numai prin procese de metamorfism intens, care provoacă recristalizarea rocilor, ci şi ca urmare a unor transformări imperceptibile sau greu perceptibile în zonele nu prea adînci ale scoarţei pămîntului, pentru care s-a propus termenul de criptometamorfism. Datele obţinute prin metoda argonului indică tocmai momentul încetării acţiunii factorilor criptometamorfismului, datorită ridicării blocurilor scoarţei mai sus de nivelul critic (geoizoterma de 300°C). Bazat pe aceste observaţii L. I. Salop propune aplicarea metodei argonului în analiza tectonică.

Neconcordanţele puse în evidenţă între rezultatele cercetărilor geologice efectuate în Carpaţii Meridionali centrali şi datele obţinute prin metoda argonului, care păreau la început nerezolvabile, încep să-şi găsească explicaţii logice în lumina celor arătate mai sus.

Caracterul foarte tectonizat al regiunii Răşinari—Cisnădioara—Sadu de unde provin majoritatea probelor analizate a fost remarcat din primul moment al abordării studiului geologic al acestei regiuni.

Vom încerca să folosim datele radiologice în analiza tectonică a acestei porţiuni a Carpaţilor romîneşti. În acest mod tabloul evoluţiei geologice a acestei regiuni, rezultat în urma sintetizării datelor obţinute prin diferite metode geologice de cercetare, se completează.

★

Factorii principali ai criptometamorfismului, care se manifestă sub nivelul geoizotermei de 300°C sînt : temperatura, compresiunea gravitaţională şi deformarea plastică. Sub acţiunea acestor factori se produce activizarea şi migraţia argonului din reţeaua cristalină, fără a se observa schimbări evidente în fiziografia mineralelor (9).

Studiul minuţios microscopic al rocilor utilizate în vederea determinării vîrstei absolute oferă date interesante.

După cum am arătat, gnaisele care au fost analizate sînt caracterizate printr-o cristaloblasteză intensă ; în general nu se observă fenomene de cataclază (cu excepţia probei nr. 5). Mineralele constitutive corespund nivelului faciesului amfibolitic. O cercetare mai atentă pune în evidenţă, în mod constant, însă o levigare vizibilă a fierului din biotit pînă la transformarea sa completă în muscovit. Fenomenele de cloritizare, deşi puţin

importante, se observă întotdeauna. Amintim de asemenea separația micilor aglomerări de sfen în lungul clivajelor.

Trebuie deci să admitem că, paralel cu migrația diferiților ioni din biotit (Fe, K, Ti), fără distrugerea rețelei sale cristaline, s-a produs și eliminarea argonului.

S-a emis de asemenea presupunerea că biotitele care conțin mici incluziuni de minerale active în jurul cărora se formează aureole pleocroice elimină argonul mai repede (11). Putem să amintim cu această ocazie că prezența aureolelor pleocroice în biotite este foarte obișnuită în gnaisele seriei de Măgura (seria de Cumpăna—Cozia); aceste aureole pleocroice sînt foarte largi, indicînd prin dezvoltarea lor o vîrstă mult mai veche a biotitelor, care exclude ipoteza unui metamorfism intens mai recent, postcambrian.

Existența unor deformări se observă de asemenea la microscop ele fiind puse în evidență prin exfolierea, îndoirea, încreținea și fragmentarea lamelelor de biotit. Prezența unor plane de dislocație în lamelele de biotit este vizibilă; de-a lungul acestor plane se remarcă după cum am arătat o levigare mai accentuată a fierului, producîndu-se foarte probabil și migrația argonului.

Aceste procese care au avut loc ulterior transformării materialului premetamorfic în șisturi cristaline, datorită suprapunerii acțiunilor unor epoci de metamorfism mai noi au contribuit la intensificarea eliminării argonului din rețeaua cristalină a mineralelor, în domeniul de acțiune al factorilor criptometamorfismului.

Unii autori au încercat să explice neconcordanțele dintre datele obținute prin metoda argonului și istoria geologică a regiunii respective prin admiterea unor procese suprapuse de metamorfism regional (4), (13).

Într-adevăr trebuie să arătăm, în acest sens, că în urma interpretării datelor obținute prin diferite metode geologice de cercetare s-a preconizat în Carpații Meridionali centrali existența unui fundament foarte vechi constituit din șisturi cristaline, aparținînd seriei de Măgura și seriei de Sadu, peste care s-a așternut transgresiv depozitele seriei de valea Muntelui (cristalinul Sebeșului). Aceste depozite au fost metamorfozate la nivelul faciesului amfibolitic; suprapunerea acestui nou proces de metamorfism general a produs o serie de cataclazări și recristalizări în rocile fundamentului însoțite fără îndoială de eliminarea întregii cantități de argon din minerale. Ulterior, după transgresiunea seriei de Sibișel, a avut loc o nouă epocă de cutare și metamorfism (2).

Prin aceste acțiuni repetate formațiunile anterioare fiecărei epoci de metamorfism au suferit modificări repetate ale raportului K/Ar datorită eliminării periodice a argonului. Astfel s-ar putea explica de ce formațiunile cele mai vechi au dat valori mici (seria de Măgura — 187 milioane de ani).

Obținerea unor valori diferite pentru șisturi cristaline aparținînd aceleiași serii este însă greu de explicat numai prin suprapunerea mai multor epoci de cutare și metamorfism (seria de Măgura: 187 — 290 milioane de ani; seria de Sebeș—Lotru: 265—250—210—163 milioane de ani și 304 milioane de ani).

În urma analizării rezultatelor obţinute prin metoda argonului constatăm că neconcordanţele dintre datele radiologice şi datele geologice nu îşi pot găsi o explicaţie satisfăcătoare numai prin admiterea unor procese suprapuse de metamorfism general, deşi transformările produse de epocile metamorfice ulterioare au putut creea condiţii favorabile migraţiei ionilor de argon din reţea.

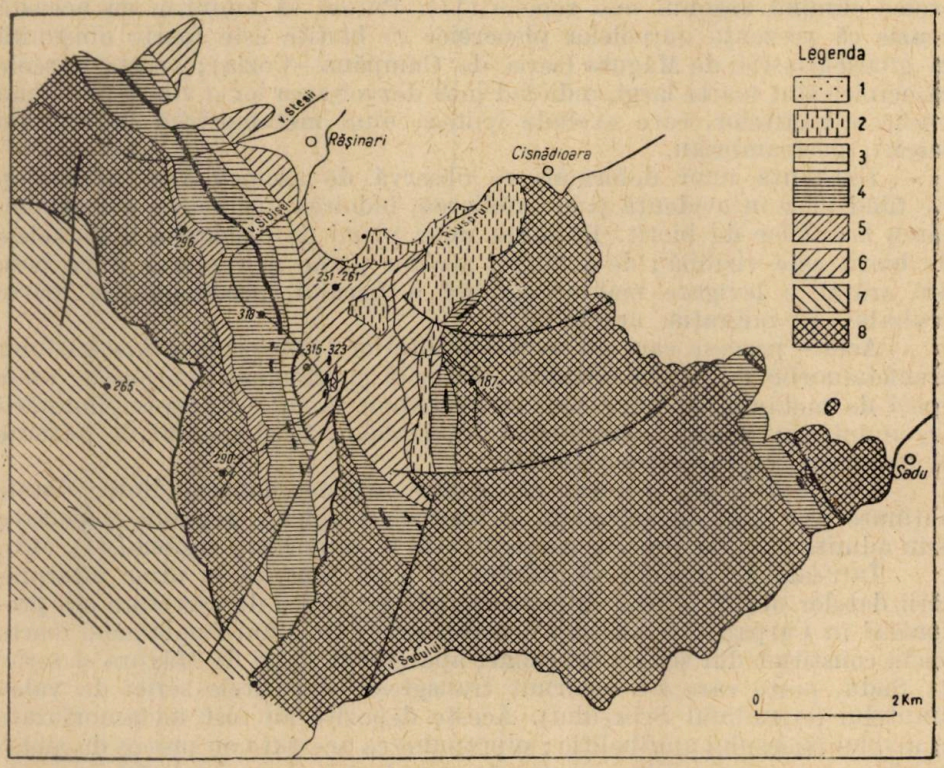


Fig. 3. — Schiţa geologică a regiunii Răşinari — Cisnădioara — Sadu.

1. Miocen; *2*, cretacic; *3*, seria de Răşinari; *4*, seria de Sibişel cu calcare; *5*, subseria de Steaza; *6*, seria de Rîuşorul Cisnădioarei; *7*, seria de valea Muntelui; *8*, seria de Măgura şi seria de Sadu.

Suprapunerea valorilor de vîrstă absolută obţinute prin metoda argonului pe schiţa geologică a regiunii Răşinari—Cisnădioara—Sadu (fig. 3) şi pe schiţa geologică a regiunii de la vest de defileul Oltului (fig. 2) dă sugestii interesante în privinţa explicării neconcordanţelor arătate mai sus.

Astfel se observă că valorile mai mari (318 milioane de ani) se situează în zona centrală de dezvoltare a formaţiunilor seriei de Sibişel (fig. 3). Remarcăm de asemenea că formaţiuni mai vechi din punct de vedere stratigrafic (complexul şisturilor clorito-albitice al seriei de Rîuşorul

Cisnădioarei) dau aceleași valori (315—323 milioane de ani) atunci cînd ele apar în zona menționată, ca fundament al seriei de Sibișel.

La vest de această zonă, valorile încep să scadă treptat : gnaisele blastodetritice, aparținînd subseriei de Steaza, situate imediat sub complexul șisturilor amfibolice al seriei de Sibișel, au dat o valoare foarte apropiată (296 milioane de ani) de gnaisele oculare de pe pîrîul Sibișel, aparținînd seriei de Măgura (290 milioane de ani). Mai spre vest, gnaise aparținînd seriei de valea Muntelui sînt caracterizate prin valori și mai mici (265 milioane de ani).

La est de zona de dezvoltare principală a formațiunilor seriei de Sibișel, se remarcă același fenomen : valorile scad treptat complexul șisturilor clorito-albitice al seriei de Rîușorul Cisnădioarei marcînd valori de 251 și 261 milioane de ani. Cea mai mică valoare o ating gnaisele seriei de Măgura (187 milioane de ani).

Din analiza raporturilor dintre datele obținute prin metoda argonului și istoria geologică a regiunii Rășinari—Cisnădioara—Sadu se observă deci o totală neconcordanță între succesiunea stratigrafică a diferitelor serii de șisturi cristaline și gradul de metamorfism, pe de o parte, și valorile obținute prin metoda argonului, pe de altă parte. Se remarcă de asemenea că formațiuni aparținînd aceleiași serii au dat valori destul de diferite (seria de Măgura : 187 milioane de ani la est, 290 milioane de ani la vest de zona de dezvoltare a seriei de Sibișel).

În schimb, se poate constata o repartiție simetrică a valorilor de o parte și de alta a zonei de dezvoltare principală a seriei de Sibișel. Această constatare se acordă foarte bine cu ideea că valorile obținute prin metoda argonului nu ar indica vîrsta metamorfismului, ci momentul ridicării postorogene, atunci cînd asupra rocilor a încetat să se mai exercite acțiunea proceselor de criptometamorfism (9). De asemenea nivelarea valorilor de vîrstă pentru formațiuni geologice diferite din punct de vedere stratigrafic (seria de Lotru : 304 milioane de ani ; seria de Sibișel : 318 milioane de ani și seria de Rîușorul Cisnădioarei, complexul superior : 315 și 323 milioane de ani ; seria de Sebeș : 265 și 250 milioane de ani ; complexul superior al seriei de Rîușorul Cisnădioarei : 261—251 milioane de ani ; subseria de Steaza : 296 milioane de ani și seria de Măgura : 290 milioane de ani) nu-și poate găsi altă explicație mai logică.

Analizînd în continuare raporturile dintre valorile obținute prin metoda argonului și poziția stratigrafică a diferitelor gnaise, aparținînd cristalinului Sebeșului și Lotrului (fig. 2), constatăm același fenomen. Spre vest valorile scad treptat pe măsură ce înaintăm în cristalinul Sebeșului (250, 210, 163 milioane de ani) și intensitatea metamorfismului crește. Trebuie să menționăm de asemenea că formațiuni cristalofiliene aparținînd cristalinului Lotrului, metamorfozate la nivelul faciesului amfibolitic, sub zona cu sillimanit și inferioare din punct de vedere stratigrafic, au dat valori (304 milioane de ani) foarte apropiate de cele obținute pentru șisturile cristaline ale seriei de Sibișel (318 milioane de ani) a căror poziție transgresivă este foarte evidentă.

Aceste date indică deci că ridicarea postorogenă a formațiunilor cristalofiliene care constituie Carpații Meridionali centrali a început

din zona de dezvoltare maximă a şisturilor cristaline ale seriei de Sibişel, cuprinzînd treptat spre vest cristalinul Sebeşului.

Acelaşi fenomen se remarcă şi spre est; blocul Măgurei, constituit din formaţiuni gnaisice foarte vechi s-a ridicat mai tîrziu (187 milioane de ani).

Trebuie să mai remarcăm de asemenea că valorile obţinute prin metoda argonului nu corespund epocilor de cutare şi metamorfism cunoscute în Carpaţii romîneşti. Pînă în prezent s-a admis, pe baze paleontologice, existenţa cutărilor baicaliene (5) şi hercinice: faza sudetă (8), (14) şi faza bretonă (3). Valorile de vîrstă absolută obţinute prin metoda argonului sînt însă diferite; numai unele ar corespunde aproximativ limitei devonian-carbonifer (seria de Sibişel: 318 milioane de ani şi seria de Rîuşorul Cisnădioarei: 315 şi 323 milioane de ani), altele trecînd în carbonifer (seria de Măgura: 290 milioane de ani şi subseria de Steaza 296 milioane de ani) sau în permian (seria de Rîuşorul Cisnădioarei: 251 şi 261 milioane de ani; seria de Sebeş: 234, 250 şi 265 milioane de ani). Cele mai mici valori indică vîrsta triasică (seria de Sebeş: 210 milioane de ani şi seria de Măgura: 187 milioane de ani) şi chiar jurasică (seria de Sebeş: 163 milione de ani) (fig. 4).

Aceste valori nu-şi găsesc o explicaţie logică decît dacă considerăm că ele nu sînt valorile reale ale vîrstei mineralelor (rocilor) şi nici chiar momentul de manifestare vizibilă a metamorfismului lor, ci reprezintă numai intervalul de timp care a trecut din momentul cînd a încetat acţiunea criptometamorfismului (9). Acest timp coincide şi în cazul Carpaţilor Meridionali centrali cu perioada ridicării postorogene a sectoarelor constituite din rocile analizate.

Dacă luăm în consideraţie valoarea de 304 milioane de ani, obţinută prin analizarea gnaisului biotitic cu sillimanit, aparţinînd cristalinului Lotrului, observăm că ridicarea postorogenă s-a produs începînd dintr-un sector situat la V de defileul Oltului, care corespunde aproximativ zonei de apariţie a seriei rifeene de Sibişel, progresînd treptat spre V după direcţii NS.

În viitor prin efectuarea unui număr mai mare de determinări prin metoda argonului se va putea completa imaginea evoluţiei postcambriene a Carpaţilor Meridionali centrali.

Va fi de asemenea foarte interesant dacă se va pune problema utilizării metodei plumb, deoarece formaţiunile cristalofiliene vechi (cristalinul Cumpăna—Cozia şi cristalinul Sebeş—Lotru) conţin adeseori minerale active. În acest caz rezultatele vor fi probabil diferite de cele obţinute prin metoda K/Ar, apropiindu-se mai mult de datele geologice cunoscute.

Desigur că neconcordanţele dintre datele radiologice şi cele geologice sînt numeroase, îndeosebi în regiuni caracterizate printr-o istorie geologică foarte complicată cum sînt Carpaţii Meridionali centrali. Descifrarea istoriei geologice a regiunii dă însă posibilitatea unei interpretări mai aproape de realitate a rezultatelor, dovedind necesitatea prelucrării datelor radiologice pe baza datelor geologice cunoscute. Astfel pentru prevenirea eventualelor erori posibile, conlucrarea strînsă dintre radio-

log şi geolog este absolut necesară ; numai aşa se va putea ajunge la interpretări corecte ale datelor radiologice, în acelaşi timp aceste date folosind în vederea confirmării şi completării istoriei geologice stabilite pe baza metodelor geologice de cercetare.

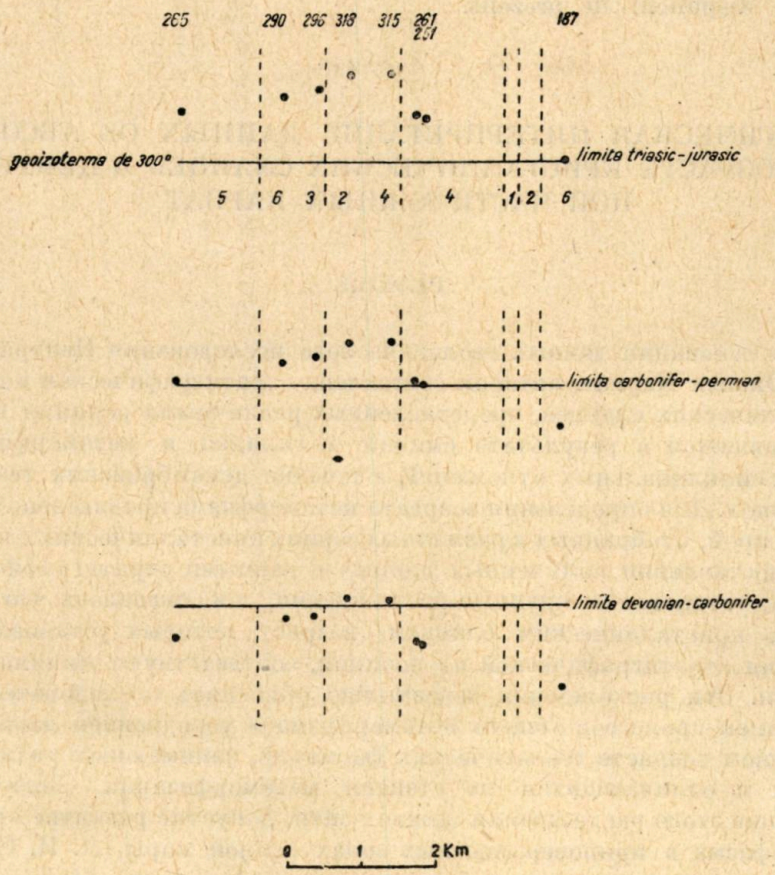


Fig. 4. — Schema evoluţiei postdevoniene a regiunii Răşinari — Cisnădioara — Sadu.

1, Sedimentar-cretacic ; *2*, seria de Sibişel ; *3*, subseria de Steaza ; *4*, seria de Rîuşorul Cisnădioarei ; *5*, seria de valea Muntelui (cristalinul Sebeşului şi Lotrului) ; *6*, seria de Măgura şi seria de Sadu (cristalinul Cumpănei, Coziei şi Făgăraşului).

În prezent, cînd utilizarea metodelor de determinare a vîrstei absolute a mineralelor şi rocilor în studiul formaţiunilor cristalofiliene din ţara noastră se află la începuturile ei, am considerat că este necesar ca să se pregătească discutarea mai amplă a diferitelor aspecte ale interpretării geologice a datelor radiologice, îndeosebi în cazul constatării unor neconcordanţe între aceste date şi datele istoriei geologice. Aceste

neconcordanţe nu trebuie puse pe seama greşelilor experimentului sau considerate nesatisfăcătoare şi abandonate; dimpotrivă, datele obţinute trebuie comentate în lumina istoriei geologice a regiunii respective, uneori mult mai complicată decît se poate întrevedea pe baza cercetărilor geologice şi petrografice celor mai amănunţite, efectuate prin metodele de care dispunem în prezent.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ДАННЫХ ОБ АБСОЛЮТНОМ ВОЗРАСТЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ СЛАНЦЕВ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЮЖНЫХ КАРПАТ

РЕЗЮМЕ

На основании данных геологического исследования Центральной части Южных Карпат, автором составлена стратиграфическая колонка кристаллических сланцев, представленных различными сериями пород, образовавшихся в результате смятия в складки и метаморфизации древних синклинальных отложений, в течение докембрийских тектонических эпох. Для определения возраста метаморфизма произведено исследование проб, отобранных в различных сериях кристаллических сланцев. При сопоставлении полученных данных с данными стратиграфической колонки, установлены крупные расхождения, т.к. оказалось что более древним кристаллическим сланцам, возраст которых установлен на основании стратиграфической их позиции, соответствуют минимальные значения. Эти расхождения невозможно объяснить последовательным наложением процессов общего метаморфизма и усреднением данных об абсолютном возрасте геологических формаций, занимающих различные позиции и отличающихся по степени метаморфизации. Логическое объяснение этого расхождения можно найти, допустив развитие криптометаморфизма в приповерхностных зонах земной коры (Л. И. Салоп). Так, на основании данных, полученных методом аргона, удалось определить момент прекращения действия факторов криптометаморфизма, вследствие посторогенного поднятия — в палеозое и мезозое — кристаллических образований, слагающих центральную часть Южных Карпат. Эти движения начали развиваться на площади участка, расположенного к западу от ущелья Ольта, совпадающего в общих чертах с зоной распространения рифейской серии Сибишел и постепенно распространялись в западном и восточном направлениях. Расшифровка истории геологического развития района Рэшинарь—Чиснэдиоара—Саду дала возможность правильно истолковать данные, полученные методом аргона.

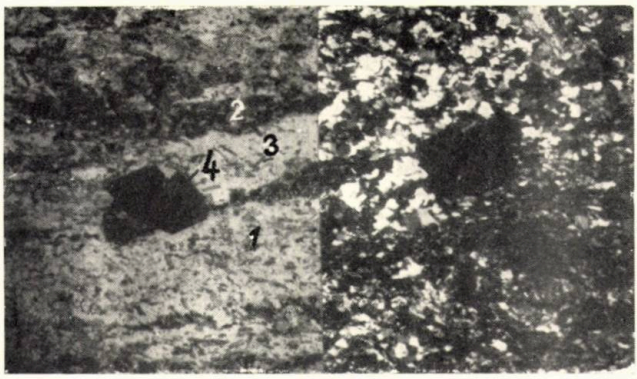


Fig. 5. — Șist sericitic cu magnetit (proba nr. 3). Seria de Sibișel — complexul șisturilor cu magnetit. Pîrîul Sibișel (N ∥ , N + 15 ×).

1, Fișii cuarțoase ; *2*, fișii sericitice ; *3*, biotit ; *4*, magnetit.

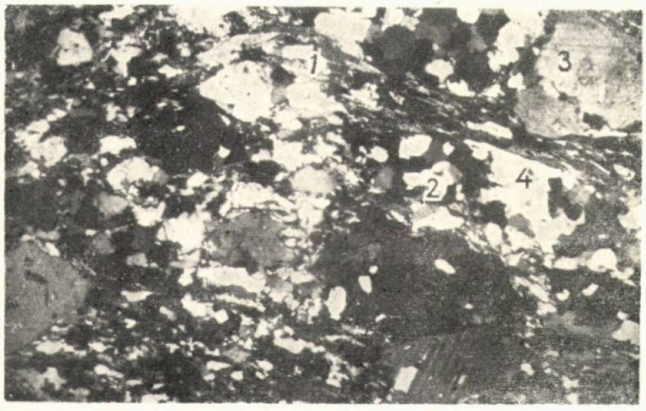


Fig. 6. — Gnais muscovitic (proba nr. 4). Subseria de Steaza. Pîrîul Coștii (N + ; 15 ×).

1, Muscovit ; *2*, biotit ; *3*, plagioclaz ; *4*, cuarț.

Fig. 7. — Gnais biotitic (proba nr. 5). Seria de Măgura. Pîrîul Argintului (N+ ; 15 ×).

1, Biotit ; *2*, muscovit ; *3*, plagioclaz ; *4*, cuarț.

Fig. 8. — Șist albitic clorito-sericitic (proba nr. 7). Seria de Rîușorul Cisnădioarei — complexul șisturilor clorito-altbitice. Pîrîul Sibișel (N + ; 15 ×).

1, Clorit ; *2*, sericit ; *3*, albit ; *4*, cuarț.

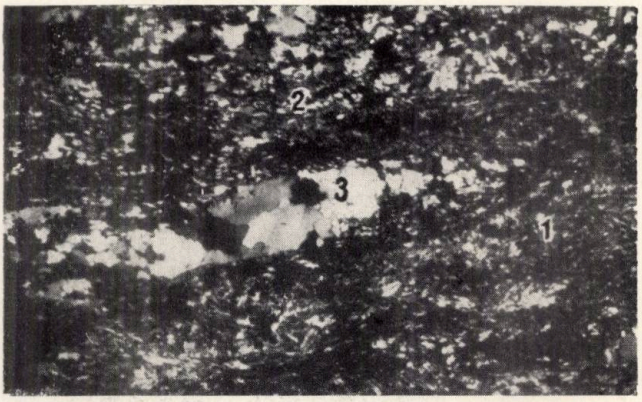


Fig. 9. — Șist clorito-muscovitic (proba nr. 8). Seria de Rîușorul Cisnădioarei — complexul șisturilor clorito-albitice. Pîrîul Țiganilor (N + ; 15 ×).

1, Muscovit și clorit ; *2*, albit ; *3*, cuarț.

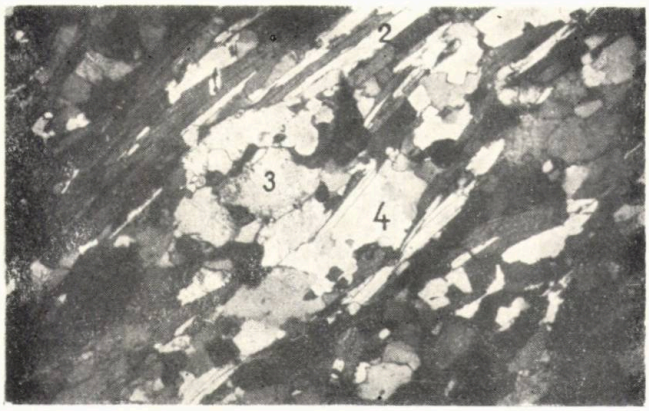


Fig. 10. — Gnais biotitic (proba nr. 9). Seria de valea Muntelui — complexul alternanțelor de paragnaise biotito-amfibolice, gnaise cuarțo-feldspatice și micașisturi. Versantul stîng al văii Muntelui (N+ ; 15×).
1, Biotit ; *2*, muscovit ; *3*, plagioclaz ; *4*, cuarț.

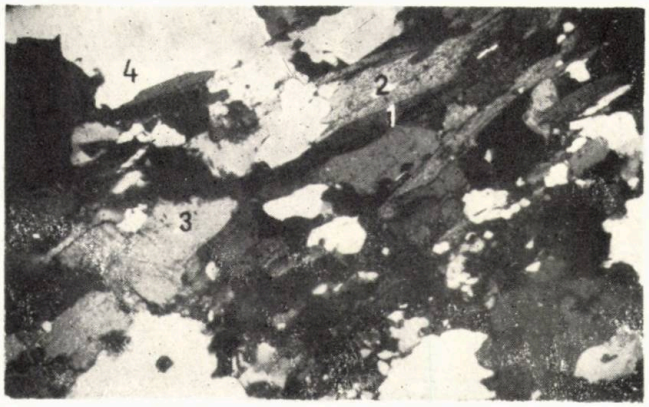


Fig. 11. — Gnais biotito-muscovitic (proba nr. 12). Cristalinul Sebeșului. Valea Sadului (N + ; 15 ×).
1, Biotit ; *2*, muscovit ; *3*, plagioclaz ; *4*, cuarț.

Fig. 12. — Gnais biotitic faneroblistic (proba nr. 13). Cristalinul Sebeșului — valea Sadului (N + ; 15 ×).
1, Biotit ; *2*, plagioclaz ; *3*, cuarț.

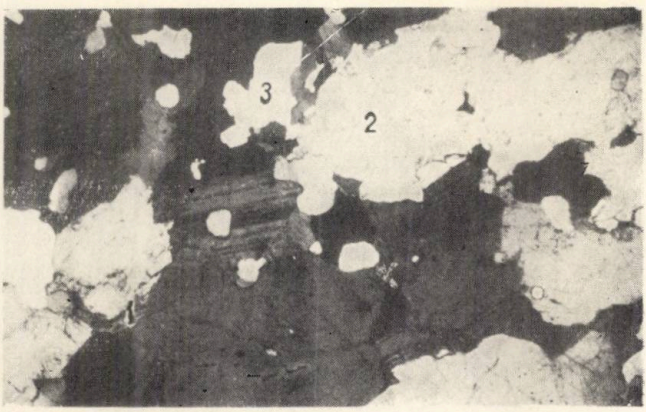


Fig. 13. — Gnais cuarţo-feldspatic (proba nr. 14). Cristalinul Sebeşului — valea Sadului (N + ; 15 ×).

1, Biotit ; *2*, plagioclaz ; *3*, cuarţ.

Fig. 14. — Gnais cu sillimanit (proba nr. 15). Cristalinul Lotrului — pîrîul Păscoaiei (N + ; 15 ×).

1, Biotit ; *2*, plagioclaz ; *3*, cuarţ ; *4*, sillimanit.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Схематический стратиграфический разрез серий кристаллических сланцев центральной части Южных Карпат.

7 — серия Рэшинарь; *в* — комплекс серицито-хлоритовых кварцевых сланцев; *а* — комплекс бластодетритовых кварцитов.

6 — серия Сибишел; *d* — графитовый комплекс; *с* — известковый комплекс; *f* — комплекс магнетитовых сланцев; *а* — комплекс амфиболовых сланцев.

5 — подсерия Стеаза ; *а* — мусковитовые гнейсы.

4 — серия Рыушорул Чиснэдиоарей; *b* — комплекс альбито-хлоритовых сланцев; *а* — комплекс сланцев с порфиробластами альбита.

3 — серия дол. Валеа Мунтелуй (кристаллический массив Себеш-Лотру); *в* — комплекс чередующихся биотитовых и биотитоамфиболовых парагнейсов, кварцево-полевошпатовых гнейсов и слюдистых сланцев с пегматитами; *а* — комплекс амфиболо-габброидо-перидомимивых пород.

2 — серия Саду; в — комплекс чередующихся биотитовых парагнейсов и слюдистых сланцев; *а* — комплекс слюдистых сланцев с гранатом и ставролитом.

1 — серия Мэгура; с — комплекс биотитовых гнейсов; *b* — комплекс кварцево-полевошпатовых гнейсов; *а* — комплекс гранитовидных гнейсов.

Рис. 2. — Схематическая геологическая карта района ущелья Олта (Центральные Южные Карпаты).

1 — осадочные меловые и третичные отложения.

2 — Дунайский автохтон. Гетский покров; *3* — серия Сибишел и серия Рэшинарь; *4* — серия Рыушорул Чиснэдиоарей; *5* — серия Валеа Мунтелуй (кристаллические сланцы типа Себеш и Лотру); *6* — серия Мэгура и серия Саду (кристаллические сланцы типа Кумпэна-Козия и Фэгэрашских гор).

Рис. 3. — Схематическая геологическая карта района Рэшинарь — Чиснэдиоара — Саду.

1 — миоцен; *2* — мел; *3* — серия Рэшинарь; *4* — серия Сибишел с известняками; *5* — подсерия Стеаза; *6* — серия Рыушорул Чиснэдиоарей; *7* — серия Валеа Мунтелуй; *8* — серия Мэгура и серия Саду.

Рис. 4. — Схема последевонского развития района Рэшинарь — Чиснэдиоара — Саду.

1 — осадочные отложения мелового; *2* — серия Сибишел; *3* — подсерия Стеаза *4* — серия Рыушорул Чиснэдиоарей; *5* — серия Валеа Мунтелуй (кристаллические сланцы типа Лотру и Себеш); *6* — серия Мэгура и серия Саду (кристаллические сланцы типа Кумпень, Козия и Фэгэрашских гор).

Таблица I

Рис. 5. — Серицитовые сланцы с магнетитом (проба № 3). Серия Сибишел — комплекс магнетитовых сланцев по ручью Сибишел (ник. ∥ , ник. +, 15 ×). *1* — кварцевые полосы; *2* — серицитовые полосы; *3* — биотит; *4* — магнетит.

Рис. 6. — Мусковитовые гнейсы (проба № 4). Подсерия Стеаза. р. Коштии (ник. +, 15 ×). *1* — мусковит; *2* — биотит; *3* — плагиоклаз; *4* — кварц.

Рис. 7. — Биотитовый гнейс (проба № 5). Серия Мэгура. р. Аржитулуй (ник. +, 15 ×). *1* — биотит; *2* — мусковит; *3* — плагиоклаз; *4* — кварц.

Рис. 8. — Серицито-хлорито-альбитовый сланец (проба № 7). Серия Рыушорул Чиснэдиоарей — комплекс альбито-хлоритовых сланцев. р. Сибишел (ник. +, 15 ×).

1 — хлорит; *2* — серицит; *3* — альбит; *4* — кварц.

Рис. 9. — Мусковито-хлоритовый сланец (проба № 8). Серия Рыушорул Чиснэдиоарей — комплекс альбитохлоритовых сланцев. р. Циганилор (ник. +, 15×). *1* — мусковит и хлорит; *2* — альбит; *3* — кварц.

Таблица II

Рис. 10. — Биотитовый гнейс (проба № 9). Серия Валеа Мунтелуй — комплекс с чередованием биотитовых и амфиболо-биотитовых парагнейсов, кварцево-полевошпатовых гнейсов и слюдистых сланцев. Левый склон дол. Мунтелуй (ник. +, 15 ×). *1* — биотит; *2* — мусковит; *3* — плагиоклаз; *4* — кварц.

Рис. 11. — Мусковито-биотитовый гнейс (проба № 12). Кристаллический массив Себеша. дол. Садулуй (ник. +, 15 ×).
1 — биотит; *2* — мусковит; *3* — плагиоклаз; *4* — кварц.
Рис. 12. — Биотитовый фанеробластовый гнейс (проба №. 13). Кристалличеcкий массив Себеша. дол. Садулуй (ник. +, 15 ×). *1* — биотит; *2* — плагиоклаз; *3* — — кварц.
Рис. 13. — Кварцево-полевошпатовый гнейс (проба № 14). Кристаллический массив Себеша — дол. Садулуй (ник. +, 15 ×). *1* — биотит; *2* — плагиоклаз; *3* — кварц.
Рис. 14. — Силлиманитовый гнейс (проба № 15). Кристаллический массив Лотру — р. Пэскоахей (ник. +, 15 ×). *1* — биотит; *2* — плагиоклаз; *3* — кварц; *4* — силлиманит.

INTERPRÉTATION GÉOLOGIQUE DES DONNÉES CONCERNANT L'ÂGE ABSOLU DES FORMATIONS CRISTALLOPHYLLIENNES DES CARPATES MÉRIDIONALES CENTRALES

RÉSUMÉ

Les recherches géologiques effectuées dans les Carpates méridionales centrales ont permis d'établir la colonne stratigraphique des séries de schistes cristallins issus des dépôts des anciens géosynclinaux par l'effet des plissements et du métamorphisme des époques tectoniques précambriennes. Afin de fixer l'âge des époques de métamorphisme on a analysé par la méthode de l'argon quelques échantillons de schistes cristallins appartenant aux diverses séries cristallophylliennes.

Les résultats obtenus ne concordent pas avec la colonne stratigraphique, les terrains cristallophylliens les plus anciens au point de vue stratigraphique présentant les valeurs les plus petites. Ces différences ne sauraient être expliquées de façon satisfaisante en admettant des processus superposés de métamorphisme général, vu la concordance des valeurs d'âge absolu pour les formations géologiques différentes au point de vue stratigraphique et métamorphique ; elles peuvent, cependant, être expliquées d'une manière satisfaisante, en admettant l'action du cryptométamorphisme dans les zones pas trés profondes de l'écorce terrestre (L. I. Salop). En ce sens, les données fournies par la méthode de l'argon indiquent le moment où l'action des facteurs du cryptométamorphisme a cessé par suite de l'élévation post-orogénique des terrains cristallophylliens constituant les Carpates méridionales centrales. Les mouvements tectoniques dans ces parties des Carpates ont commencé dés le Paléozoïque et ont continué pendant le Mésozoïque, à partir d'un secteur situé à l'ouest du défilé de l'Olt, correspondant approximativement à la zone d'apparition de la série riféenne de Sibişel et progressant graduellement vers l'ouest et vers l'est. Le travail minutieux de déchiffrement de l'histoire géologique de la région de Răşinari — Cisnădioara — Sadu nous a permis de présenter une interprétation tectonique des résultats obtenus par la méthode de l'argon.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Succession schématique des séries cristallophylliennes des Carpates méridionales centrales.

7, Série de Răşinari : *b*, complexe des schistes quartzeux chlorito-séricitiques ; *a*, complexe des quartzites blastodétritiques.

6, Série de Sibişel : *d*, complexe graphiteux ; *c*, complexe calcaire ; *b*, complexes des schistes à magnétites ; *a*, complexe des schistes amphiboliques.

5, Sous-série de Steaza : *a*, gneiss muscovitiques.

4, Série de Rîuşorul Cisnădioarei : *b*, complexe des schistes chlorito-albitiques ; *a*, complexe des schistes à porphyroblastes d'albite.

3, Série de Valea Muntelui (Cristallin de Sebeş — Lotru) : *b*, complexe des alternances de paragneiss biotitiques et biotito-amphiboliques, de gneiss quartzo-feldspathiques et de micaschistes à pegmatites ; *a*, complexe péridotito-gabbroïdo-amphibolitique.

2, Série de Sadu : *b*, complexe des alternances de paragneiss biotitiques et de micaschistes ; *a*, complexe de micaschistes à grenat et staurotide.

1, Série de Măgura : *c*, complexe des gneiss biotitiques ; *b*, complexe des gneiss quartzo-feldspathiques ; *a*, complexe des gneiss granitoïdes.

Fig. 2. — Esquisse géologique de la région du défilé de l'Olt (Carpates méridionales centrales). *1*, Sédimentaire crétacé et tertiaire ; *2*, autochtone danubien. Nappe gétique ; *3*, série de Sibişel et série de Răşinari ; *4*, série de Rîuşorul Cisnădioarei ; *5*, série de Valea Muntelui (cristallin du Sebeş et du Lotru) ; *6*, série de Măgura et série de Sadu (cristallin de Cumpăna, Cozia et du Făgăraş).

Fig. 3. — Esquisse géologique de la région de Răşinari — Cisnădioara — Sadu. *1*, Miocène ; *2*, Crétacé ; *3*, série de Răşinari ; *4*, série de Sibişel à calcaires ; *5*, sous-série de Steaza ; *6*, série de Rîuşorul Cisnădioarei ; *7*, série de Valea Muntelui ; *8*, séries de Măgura et de Sadu.

Fig. 4. — Schéma de l'évolution post-dévonienne de la région de Răşinari — Cisnădioara — Sadu. *1*, Sédimentaire crétacé ; *2*, série de Sibişel ; *3*, sous-série de Steaza ; *4*, série de Rîuşorul Cisnădioarei ; *5*, série de Valea Muntelui (cristallin du Sebeş et du Lotru) ; *6*, série de Măgura et série de Sadu (cristallin de Cumpăna, Cozia et du Făgăraş).

Planche I

Fig. 5. — Schiste sériciteux à magnétite (échantillon n° 3). Série de Sibişel — complexe des schistes à magnétite, Pîrîul Sibişelului (N||=, N+, 15×). *1*, Bandes quartzeuses ; *2*, bandes séricitiques ; *3*, biotite ; *4*, magnétite.

Fig. 6. — Gneiss muscovitique (échantillon n° 4), sous-série de Steaza, Pîrîul Coştii (N+, 15×). *1*, Muscovite, *2*, biotite, *3*, plagioclase ; *4*, quartz.

Fig. 7. — Gneiss biotitique (échantillon n° 5). Série de Măgura, Pîrîul Argintului (N+, 15×). *1*, Biotite, *2*, muscovite ; *3*, plagioclase, *4*, quartz.

Fig. 8. — Schiste albitique chlorito — sériciteux (échantillon n° 7). Série de Rîuşorul Cisnădioarei — complexe des schistes chlorito-albitiques. Pîrîul Sibişelului (N+, 15×). *1*, chlorite ; *2*, séricite ; *3*, albite ; *4*, quartz.

Fig. 9. — Schiste chlorito-muscovitique (échantillon n° 8). Série de Rîuşorul Cisnădioarei — complexe des schistes chlorito — albitiques. Pîrîul Ţiganilor (N+, 15×). *1*, Muscovite et chlorite ; *2*, albite ; *3*, quartz.

Planche II

Fig. 10. — Gneiss biotitique (échantillon n° 9). Série de Valea Muntelui. Complexe des alternances de paragneiss biotitiques, biotito-amphiboliques, gneiss quartzo-feldspathiques et micaschistes. Versant gauche de Valea Muntelui (N+, 15×). *1*, Biotite ; *2*, muscovite ; *3*, plagioclase ; *4*, quartz.

Fig. 11. — Gneiss biotito-muscovitique (échantillon n° 12). Cristallin du Sebeş-Valea Sadului (N+, 15×). *1*, Biotite ; *2*, muscovite ; *3*, plagioclase ; *4*, quartz.

Fig. 12. — Gneiss biotitique phanéroblastique (échantillon n° 13). Cristallin du Sebeş — Valea Sadului (N+, 15×). *1*, Biotite ; *2*, plagioclase ; *3*, quartz.

Fig. 13. — Gneiss quartzo-feldspathique (échantillon n° 14). Cristallin du Sebeş — Valea Sadului (N+, 15×). *1*, Biotite ; *2*, plagioclase ; *3*, quartz.

Fig. 14. — Gneiss à sillimanite (échantillon n° 15). Cristallin de Lotru — P. Păscoaei (N+, 15×). *1*, Biotite ; *2*, plagioclase ; *3*, quartz ; *4*, sillimanite.

BIBLIOGRAFIE

1. CODARCEA-DESSILA M., *Studiul geologic şi petrografic al regiunii Răşinari—Cisnădioara—Sadu*, Bucureşti, 1962.
2. — *Încercare de reconstituire paleogeografică şi orogenetică a Carpaţilor Meridionali centrali*, St. şi cerc. geol., 1962, **VII**, *3—4*.
3. DUMITESCU I. et al., *Mémoire à la carte tectonique de la Roumanie*, An. Com. geol., 1962, **XXXII**.
4. LONG L. E., KULP J. L. a. ECKELMANN F. D., *Chronology of major metamorphic events in the southeastern United States*, Amer. J. Sci., 1959, *8*.
5. NAUMOVA S. N., CODARCEA-DESSILA M. şi ILIESCU V., *Asupra prezenţei rifeanului în unele formaţiuni cristalofiliene din Carpaţii Meridionali centrali*, Com. Acad. R.P.R., 1962, **XII**, *11*.
6. ONCESCU N. şi RĂILEANU GR., *Faze de orogeneză pe teritoriul R.P.R.*, Congr. Asoc. Carpato-Balcanic — Tectonica, 1961, **IV** (sub tipar).
7. ПОЛЕВАЯ Н. И. и МУРИНА Г. А., *Влияние некоторых наложенных процессов на результаты определения возраста аргоновым методом*, Труды пятой сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций, Изд. Акад. наук, СССР, Москва, 1958.
8. RĂILEANU GR. şi RUSU A., *Contribuţii la cunoaşterea carboniferului inferior din zona Drencova (Banat)*, St. şi cer. geol., 1962, **VII**, *3—4*.
9. САЛОП Л. И., *Геологическая интерпретация данных аргонового метода определения абсолютного возраста горных пород*, Геология и геофизика, Акад. наук СССР, Изд. Сибирского отделения АН СССР, Новосибирск, 1963.
10. СЕМЕНЕНКО Н. П., *Геохронология в абсолютном летосчислении и вопросы геологической истории докембрия*, Труды седьмой сессии комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций, Изд. Акад. наук СССР, Москва, 1960.
11. — *Докембрийская геологическая шкала СССР*, Труды десятой сессии комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. Изд. Акад. наук. СССР, Москва — Ленинград, 1962.
12. СЕМЕНЕНКО Н. П., БУРКСЕР Л. Е. и ИВАНТИШИН М. Н., *Сравнительная характеристика горных пород украинского кристаллического массива*, Труды пятой сессии комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций, Изд. Акад. наук, СССР, Москва, 1958.
13. СЕМЕНЕНКО Н. П. и КОТЛОВСКАЯ Ф. И., *Определение абсолютного возраста докембрийских формаций Марокко*, Труды десятой сессии Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций, Изд. СССР, Москва — Ленинград, 1962.
14. STILLE H., *Der geotektonische Werdegang der Karpathen*, Beihefte Geol. Jb. 8, Hannover, 1953.

STUDIUL VALORIFICĂRII SIENITELOR ALCALINE NEFELINICE DE LA DITRĂU CA ÎNLOCUITOR AL FELDSPATULUI ÎN INDUSTRIA CERAMICĂ

DE

JEANA IONESCU

INTRODUCERE

Pe plan mondial, una din preocupările actuale de mare importanță în toate ramurile industriale este problema de a găsi noi materii prime care să corespundă cît mai bine proceselor tehnice avansate ale acestor industrii.

Cercetătorii de pretutindeni își îndreaptă eforturile lor spre căutarea și obținerea de noi materii prime cît mai stabile în compoziție și la prețuri cît mai scăzute.

În industria ceramică și a sticlei, din cauza specificului de fabricație, stabilitatea în compoziție a materialelor folosite capătă o importanță și mai mare. Acest lucru este necesar pentru a se putea menține un proces tehnologic anumit, ceea ce are ca rezultat obținerea de produse de calitate. În industria ceramică materiile de bază sînt caolinul, feldspatul și nisipul. Dintre acestea feldspatul reprezintă materialul cel mai dificil atît în ceea ce privește puritatea cît și posibilitățile de procurare. Pentru obținerea indicilor de calitate este necesară folosirea unui anumit tip de feldspat, și anume a feldspatului potasic cît mai pur.

La noi în țară nu se cunosc zăcăminte importante de feldspat potasic, iar feldspatul care se folosește astăzi la fabricarea porțelanului este un feldspat de compoziție variabilă potasic și sodo-calcic. Acesta se află și el în rezerve limitate și, din cauză că apare în forme lenticulare și filoniene, prezintă condiții de zăcămînt dificil de exploatat și destul de costisitoare.

Pentru a înlătura inconvenientele amintite în legătură cu folosirea feldspatului la fabricarea porțelanului, s-au întreprins cercetări petrografice și chimice, pentru găsirea unui înlocuitor care să fie mai puțin dificil

de procurat și de compoziție mai constantă. Sienitul nefelinic se pretează cel mai bine de a înlocui feldspatul.

Din cercetările geologice efectuate pînă în prezent, în cadrul masivului de roci alcaline de la Ditrău, se cunosc mase importante de sienite alcaline care prin studiile petrografice și chimice creează perspectiva folosirii acestora ca înlocuitor al feldspatului la fabricarea porțelanului.

Pentru studierea condițiilor fizice de înlocuire a feldspatului cu sienit alcalin s-a ales compoziția de porțelan tehnic (50 caolin — 25 cuarț — 25 feldspat), deoarece, din toată gama de produse ceramice, acesta trebuie să corespundă unor condiții dintre cele mai riguroase.

Tema prezentei lucrări a comportat rezolvarea a două probleme distincte :

— studierea mijloacelor de a obține din roca sienitică gnaisică, cu un conținut de 2,67% Fe_2O_3, o materie primă cu conținut de Fe_2O_3 sub 0,3% și compoziția cît mai constantă, și

— folosirea acestui nou material purificat de oxizi de fier, ca înlocuitor parțial sau total al feldspatului în mase de porțelan.

Ne-am mai ocupat într-o măsură mai restrînsă — aceasta nefăcînd parte din tema lucrării — de posibilitățile de valorificare a sienitului alcalin gnaisic de la Ditrău pentru extragerea aluminei, cercetarea ducînd de asemenea la rezultate pozitive.

Materialul pentru studii și încercări a fost pus la dispoziție de către Comitetul geologic[1].

PROBLEME DE GEOLOGIE ȘI PETROGRAFIE

1. CONSIDERAȚII GENERALE ASUPRA ROCILOR ALCALINE

Înainte de a trece la tratarea propriu-zisă a temei lucrării, vom face cîteva considerații generale, asupra concepțiilor în legătură cu petrogeneza rocilor alcaline, în lumina celor mai noi teorii.

Problema petrogenezei rocilor alcaline a fost mult discutată, fapt care a condus la emiterea de diverse ipoteze în legătură cu modul lor de formare. Aceste roci sînt puțin răspîndite în scoarța pămîntului în comparație cu celelalte familii de roci, ele reprezentînd numai 1% din totalul corpurilor eruptive (63).

Dacă se ține seama de ipoteza lui P o l a n s k i, rocile alcaline ar reprezenta masive neomogene, cu structură mai mult sau mai puțin complexă, de întindere redusă, localizate în zonele marginale ale unor vechi masive cristaline în vecinătatea zonelor supuse orogenezei, legate

[1] Încercările și determinările necesare acestui studiu s-au desfășurat în cadrul laboratoarelor Institutului de cercetări de materiale de construcții, în cadrul Laboratorului de preparare al Comitetului geologic și al Laboratorului de mineralogie al Universității din București; datorită condițiilor puse la dispoziție de aceste instituții a putut fi realizată lucrarea de față.

de o fază epirogenică posterioară. Amplasarea acestor roci s-a făcut fie cu ocazia fisurărilor tectonice, fie prin perforarea boltei rezervorului magmatic de către o magmă bogată în substanțe volatile sub presiune.

Ipotezele de o circulație mai largă însă, privind geneza rocilor alcaline, sînt următoarele :

a) ivirea unei magme subalcaline supusă procesului de diferențiere normală sub acțiunea gravitației (B o w e n), sau diferențiere prin filtrare sub presiune (H a r k e r), sau diferențiere prin acțiunea constituenților volatili cu rol asemănător ca în pegmatite (L i n d g r e n);

b) formarea unei magme inițiale bogată în alcalii (H o l m e s , E c k e r m a n n și H i g a z i);

c) ivirea unei magme subalcaline modificată prin asimilație (D a l y , S h a n d).

Admiterea oricăreia dintre aceste ipoteze cum și o serie de alte concepții actuale, care vor fi amintite în cuprinsul lucrării în legătură cu rocile alcaline din regiunea Ditrău, explică unele forme particulare ale complexelor alcaline ca intruziuni restrînse cu mod simplu de zăcămînt (stock, dyk, neck) și cu trecere fără tranziție de la un tip de rocă la altul. Rocile interioare sînt mai noi și mai bazice, ceea ce demonstrează că s-au intrus în cele exterioare.

Este dificil de a preciza partea care revine fiecăreia din ipotezele emise în legătură cu geneza rocilor alcaline ale diverselor masive. Ansamblul faptelor arată, cu toată diversitatea părerilor și tipurilor de roci produse de multiplii factori, că există totuși multe puncte comune.

După compoziția chimică, rocile alcaline se plasează între rocile acide și cele bazice ; de cele acide se deosebesc prin conținutul mai ridicat în Al_2O_3 și Na_2O, iar de cele bazice prin conținutul redus în MgO.

U s s i n g (1911) denumește roci agpaitice acele roci alcaline în care raportul (denumit coeficient agpaitic)

$$\frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3} \geqslant 1{,}2.$$

F e r s m a n menține denumirea de roci agpaitice pentru rocile al căror coeficient agpaitic este cuprins între 1 și 2,53 și numește roci miascitice acelea pentru care coeficientul agpaitic este $\leqslant 1$. Tot F e r s m a n face observația că la rocile miascitice este posibil ca conținutul de $K_2O \geqslant Na_2O$ (13).

V. M. G o l d s c h m i d t , bazat pe același criteriu al compoziției chimice, clasifică rocile alcaline în două grupe :

a) grupa agpaitică în care $Na + K > Al$;

b) grupa plumasitică în care $Na + K < Al$.

Fiecare din aceste grupe este caracterizată printr-un chimism specific. Deosebit de important la rocile alcaline este capacitatea lor de a forma minerale cu Ti, Zr, P, cu elemente rare și cu pămînturi rare, în filoane pegmatitice (în special ale sienitelor nefelinice). Aceste filoane pegmatitice, contrar corespondentelor granitice, se caracterizează prin abundența constituenților colorați ca egirin și alte minerale ce conțin

elemente rare și pămînturi rare, care au dimensiuni ionice improprii pentru a forma minerale comune (52).

Cercetări din cele mai recente arată că rocile alcaline prezintă unele particularități din punctul de vedere al mineralelor și al compoziției chimice, care nu mai sînt explicate suficient prin clasificarea în roci agpaitice și miastitice făcută după coeficientul agpaitic. Așa de exemplu, în agpaite lipsesc mineralele de calciu ca : fluorina, Ca-apatit, calcit și sfen, care sînt caracteristice pentru miascite ; în schimb, este caracteristică pentru agpaite legătura genetică a fluorului și fosforului cu sodiul (NaF villiaumit).

În ultimii ani, școala sovietică în frunte cu V. I. Gerasimovski (20) a întreprins cercetări în legătură cu chimismul rocilor alcaline din Peninsula Kola și a arătat că coeficientul agpaitic nu determină suficient de precis particularitățile geochimice și mineralogice ale intruziunilor de sienite nefelinice, deoarece acest coeficient nu poate reflecta specificul întregului chimism al topiturii din care s-a format roca. Particularitățile geochimice și mineralogice sînt determinate de raportul cantitativ dintre toate elementele principale ale topiturii și în primul rînd de raportul dintre oxizii bazici ($R_2O + RO$) și radicalii acizi ($R_2O_3 + RO_2$).

Coeficientul agpaitic rămîne valabil numai ca o primă orientare în chimismul rocii, cercetările de amănunt făcîndu-se după raportul indicat de Gerasimovski.

Urmărind valoarea orientativă a coeficientului agpaitic în deosebirea complexelor de roci alcaline cunoscute azi pe glob, se consideră ca agpaitice complexele : Chibin—Peninsula Kola (U.R.S.S.), Alnö (Suedia), Langesundfjord (Norvegia), Ilimausak și Igaliko (Groenlanda), Arkansas—Magnet Cove (S.U.A.), Rio de Janeiro (Brazilia), Pilanzberg Transvaal (Africa de sud), Ruma — Iles de Los (Guineea), Nosy Comba (Madagascar), iar drept miascitice complexele : Ilmen — Ural, Mariupol — Azov (U.R.S.S.), Mada (India), Ontario — Bancroft (Canada), Serra de Monchique (Portugalia) și Jolotca — Ditrău (R.P.R.).

2. MASIVUL DE ROCI ALCALINE DIN REGIUNEA DITRĂU

a. ISTORIC

Din datele de literatură publicate pînă în prezent se constată că masivul de roci alcaline de la Ditrău a atras atenția oamenilor de știință de mai bine de 100 de ani.

Franz Herbich în intervalul 1859—1878 publică o serie de lucrări cu care ocazie prezintă geologia regiunii, descrierea petrografică a diferitelor tipuri de roci și prima hartă geologică. Cu această ocazie este semnalată prezența sodalitului albastru ca mineral component al unuia din tipurile de roci alcaline de la Ditrău (22), (23).

Urmează apoi pînă la sfîrşitul secolului trecut o perioadă marcată prin apariţia de lucrări cu caracter geologic mai larg, care conţin observaţii asupra rocilor miascitice şi asupra chimismului unor roci şi minerale de la Ditrău (11), (12).

G. v. R a t h deduce din descrierea modului de prezentare a mineralelor specifice (sodalit şi cancrinit) caracterul secundar al acestora şi face primele ipoteze asupra modului de geneză, prin transformarea nefelinului sub acţiunea unor soluţii clorosodice sau carbogazoase (53), (54).

A. K o c h elaborează studii mai detaliate care duc la o nouă schiţă geologică a regiunii ; cu această ocazie se arată că roca principală este sienitul nefelinic, format din eleolit, ortoclaz, puţin plagioclaz, amfibol şi magnetit titanifer (33), (34). Tot în această lucrare se dă pentru prima oară descrierea rocilor granitice care apar în partea de NE a masivului, considerîndu-le ca formaţiuni de contact endomorf, formate prin acţiunea magmelor nefelin sienitice asupra şisturilor cuarţitice din rama cristalină.

În prima jumătate a secolului al XX-lea adeseori cercetările geologice, petrografice şi mineralogice au fost reluate de diferiţi cercetători, privind ansamblul regiunii Ditrău, sau numai părţi din această regiune (61), (48), (5), (55), (37), (38), (39), (40), (41), (42), (43), (45), (46), (26), (27), (28), (29), (30), (15), (16), (17), (49), (56), (57), (58).

Al. C o d a r c e a, M. D e s s i l a - C o d a r c e a şi V. I a n o v i c i au reluat în ultimii ani cercetările asupra masivului de roci alcaline de la Ditrău, publicînd un studiu cu privire la structura geologică a acestui masiv (9). Lucrarea este însoţită de hărţi structurale şi de profile.

Din datele de literatură privind geologia, petrografia şi mineralogia masivului de roci alcaline de la Ditrău se desprind o serie de date generale asupra acestei regiuni.

b. AMPLASARE

Masivul de roci alcaline de la Ditrău este cunoscut prin apariţia de roci pe o suprafaţă relativ restrînsă, cu o dezvoltare N—S de 15 km şi E—V de 15 km. Masivul este situat la vest de valea Mureşului între satele Sărmaş la nord şi Lăzarea la sud, fiind delimitat la nord de cumpăna apelor care se varsă în pîrîul Jolotca, la sud de o linie ce trece prin cotele Szármany hegy 967 m şi Csobot 1088 m, iar spre est de o linie ce trece prin culmile Magasbükk — Tatarhavas — Köves patak feje — Nyárád tető închizîndu-se spre sud peste pîrîul Cetăţii în cota Csobot (1088 m).

Masivul de roci alcaline de la Ditrău este încadrat în complexul şisturilor cristaline din partea internă a Carpaţilor Orientali.

c. PETROGRAFIA REGIUNII

Studiile petrografice privind masivul de roci alcaline de la Ditrău au pus în evidenţă următoarele complexe de roci : diorito-hornblenditice, sienitice, granitoide.

Complexul rocilor diorito-hornblenditice este localizat în partea de vest a masivului de roci alcaline, fiind mai bine deschis în partea de nord a bazinului inferior al pîrîului Jolotca și în zona cuprinsă între Valea Mare a pîrîului Ditrău și Pîrîului lui Guduț. Complexul rocilor sienitice se dezvoltă spre est, formînd cea mai mare parte a masivului de roci alcaline de la Ditrău. Complexul rocilor granitoide este mai bine reprezentat în partea de NE a masivului și la limita lui estică, la contactul cu formațiunile șisturilor cristaline. Toate rocile din complexele arătate mai sus sînt caracterizate printr-o structură gnaisică în general bine vizibilă și cu ochiul liber.

Obiectul cercetărilor noastre îl constituie studiul sienitelor alcaline de tip gnaisic din complexul rocilor sienitice. Dezvoltarea aestui tip de roci este în zona centrală a masivului de roci alcaline de la Ditrău, acoperind în această parte o suprafață de circa 24 km^2.

Sienitele alcaline gnaisice din zona centrală a masivului sînt delimitate spre nord de bazinul superior al pîrîului Jolotca și Putna, spre sud pînă la izvoarele Vacsuru patak, spre vest de contactul cu complexul rocilor dioritice care taie de la nord spre sud Valea Mare a Ditrăului și pîrîul Köves, Molnar vészé, Pîrîul lui Guduț, iar spre est de o linie ce trece prin punctele Kuske sarok, versantul vestic al vîrfului Pricske, tăind pîraiele Ditrău, Zengö Benevés și Guduț, aproape de izvoarele lor (fig. 21).

d. DESCRIEREA ROCILOR SIENITICE ALCALINE

Sienitele alcaline gnaisice care apar în zona centrală a masivului sînt constituite din sienite cu un conținut variabil de nefelin, păstrînd textura paralelă, gnaisică. Aspectul de dom al rocilor care constituie această parte a masivului este determinat de direcțiile de orientare ale păturilor care alternează, marcînd în general direcția NNE, pentru ca în partea de sud să se observe o întoarecere a direcțiilor spre SE, E și NE.

Complexul de sienite alcaline gnaisice este constituit dintr-o alternanță de roci cu o structură tipic gnaisică și de roci cu o structură larg cristalizată, cu caracter pegmatoid și cu forme lenticulare sau numai de cuiburi, neregulat distribuite în roca cu structura gnaisică care formează fondul acestei părți de masiv.

În partea de est a acestei formațiuni centrale, se dezvoltă din culmea Masivului Pricske mase de sienite nefelinice pegmatitice în care nefelinul este transformat prin pseudomorfoză în sericit. Și în această parte se vădește caracterul neomogen, prin alternanța de roci gnaisice cu zone pegmatoide, acestea din urmă uneori cu extindere predominantă.

Zona de roci alcaline gnaisice este constituită dintr-o alternanță repetată de pături leucocrate și mai larg cristalizate cu pături melanocrate amfibolice și uneori biotitice, mai puțin dezvoltate. Caracterul gnaisic este determinat și de dispoziția elementelor leucocrate și în special de dispoziția elementelor melanocrate care se înșiruie sub formă de fîșii subțiri, formate din cristale alungite de hornblendă și de lamele de biotit.

Chiar în rocile cu elemente melanocrate sporadic reprezentate se observă tendința de orientare pe direcții paralele a cristalelor de hornblendă și biotit.

Rocile sienitice alcaline gnaisice sînt colorate în alb iar prezența nefelinului dă un slab ton cenușiu fondului leucocrat.

Studiul la microscop al sienitelor alcaline gnaisice arată prezența feldspatului potasic sub forma de microclin, ortoză și microclin — pertite, a feldspatului oligoclaz, a nefelinului, ca elemente leucocrate, a hornblendei, biotitului și egirinului ca minerale melanocrate. În unele secțiuni se observă prezența cancrinitului, a sodalitului și a calcitei. În toate secțiunile se observă prezența titanitului și foarte mici cantități de minerale opace. Și la microscop se pune în evidență textura vizibil orientată prin dispoziția paralelă a cristalelor de minerale melanocrate, chiar cînd acestea sînt sporadice, ca și prin orientarea cristalelor de feldspat. Dintre mineralele melanocrate hornblenda este mineralul caracteristic, în secțiuni subțiri prezentînd nuanțe verzi-albăstrui. Biotitul se prezintă în lamele și foițe izolate sau asociate în mici cuiburi. Foițele de biotit au culoare verde-brună.

Compoziția mineralogică modală a sienitelor alcaline gnaisice prezintă variații mari, așa cum se vede și din tabelul nr. 1.

Tabelul nr. 1

Compoziția mineralogică modală a rocilor sienitice

Denumirea mineralului	Proba					
	1	2	3	4	5	6
Feldspat sodo-potasic	50,9	42,6	40,2	31,5	63,9	54,1
Oligoclaz	44,9	54,3	48,2	51,3	14,8	35,8
Nefelin + cancrinit + sodalit	—	—	—	—	15,8	7,2
Egirin	—	—	—	—	2,5	0,2
Hornblendă	1,8	—	6,1	7,3	—	—
Biotit	1,4	0,5	4,1	8,0	1,0	1,0
Titanit	0,7	0,2	0,7	0,9	0,8	1,1
Minerale opace	0,3	2,0	0,7	1,0	1,2	0,6

Caracterul foarte pertitic al feldspaților arată în mod evident că aceste roci s-au format prin influența largă a unor veniri tîrzii de soluții alcaline bogate în mineralizatori alcalini (9).

Asupra originii și modului de introducere a materialului alcalin în masa de roci cristaline mai vechi, unii autori s-au pronunțat în sensul punerii în loc a unei magme sienitice alcaline generată prin asimilarea de masive calcaroase și mase de roci cuarțoase, care prin procese de diferențiere magmatică adecvată și prin curgere în condiții de stress a dat naștere variatelor tipuri de roci alcaline, într-o succesiune de cristalizare miascitică, cu texturi paralele interpretate ca texturi fluidale (58).

Al. Codarcea, M. Dessila-Codarcea și V. Ianovici, în urma unor studii laborioase de cartare foarte detaliată, începute încă în anul 1951, ținînd seama de macrotexturile rocilor, de prezența

pachetelor şi penelor de şisturi cristaline transformate, precum şi de compoziţia mineralogică şi de structurile şi texturile microscopice ale lor, adoptă o concepţie genetică nouă legată de procese difuzive metasomatice într-un nivel mai profund al scoarţei. Acţiunea generală de metasomatizare alcalină a rocilor vechiului fond cristalin a prezentat intensităţi diferite, dovadă făcînd alternanţa maselor de roci cu textura paralelă cu fîşii faneromere şi zone lenticulare pegmatoide. Studiul structural şi textural, macroscopic şi microscopic al complexelor de roci variate care constituie masivul alcalin de la Ditrău a dus pe autori la concluzia că rocile acestui masiv sînt produsele unor procese metasomatice alcaline foarte generalizate asociate cu recristalizări şi redistribuiri de substanţe minerale caracteristice zonelor mai profunde de migmatizare ale scoarţei (9).

Harta geologică structurală a masivului alcalin de la Ditrău, elaborată de aceiaşi autori, concretizează rezultatele studiilor amănunţite întreprinse pe teren, ale complexelor de roci alcaline între ele, cum şi relaţiile care există între acestea şi rama cristalină înconjurătoare. Această hartă scoate în evidenţă constituţia eterogenă a masivului, dînd o imagine mult mai apropiată de structura sa reală.

Din hărţile anterioare rezulta o imagine structurală puţin diferenţiată, masivul avînd un aspect aproape omogen, cu variaţii numai locale şi enclave răspîndite neregulat, şi se considera ca fiind alcătuit din întinderi mari de acelaşi tip de rocă, cu textura masivă, neorientată, care sugera o mare şi unică intrusiune magmatică. În lucrări anterioare, alţi cercetători s-au ocupat în special de studiul mineralogic şi petrografic al regiunii, structura geologică a masivului alcalin rămînînd mai puţin cunoscută.

Noile interpretări structurale scot la iveală probleme importante în legătură cu perspectivele de valorificare a rocilor, care constituie masivul alcalin de la Ditrău şi în special a complexului de roci sienitice gnaisice.

STUDIUL VALORIFICĂRII

1. CONSIDERAŢII GENERALE ASUPRA VALORIFICĂRII SIENITELOR ALCALINE

Obiectul prezentului studiu îl constituie valorificarea rocilor sienitice alcaline gnaisice cu nefelin din masivul de la Ditrău, ca înlocuitor al feldspatului în industria ceramică şi a sticlei.

În aprecierea posibilităţilor de valorificare am avut în vedere compoziţia chimică şi mineralogică a acestor roci.

Rezolvarea acestei probleme contribuie la înlocuirea feldspatului, care este o materie primă deficitară în industria ceramică şi a sticlei cum şi la ameliorarea proceselor tehnologice specifice.

Importanţa tehnico-economică a problemei este cu atît mai mare cu cît sienitele alcaline cu nefelin de la Ditrău constituie o masă de rezerve foarte mari de materie primă pentru industria ceramică şi a sticlei din R.P.R.

a. COMPOZIȚIA MINERALOGICĂ ȘI CHIMICĂ

Sienitele alcaline de la Ditrău sînt roci granulare, holocristaline, cu textura uneori masivă, adesea orientată, constituite din minerale leucocrate — feldspați alcalini și nefelin —, care formează principalele minerale ale rocii, alături de mineralele melanocrate — hornblendă, mică neagră și magnetit — care se găsesc în proporție de 8—10% în rocă.

Din punct de vedere chimic, mineralele principale sînt alumosilicați de Na și K în care alumina și alcaliile intră în proporții apreciabile. După datele întîlnite în literatura de specialitate (26), Al_2O_3 este cuprins între valorile 19,5 și 22,6%, iar suma oxizilor alcalini este de 14,7%; după datele analizelor efectuate pe materialul studiat am găsit ca valori pentru Al_2O_3 21—22,4%, iar pentru suma oxizilor alcalini 15,5%.

Din studiul geologic și petrografic asupra masivului de roci alcaline de la Ditrău rezultă că rocile cu caracter leucocrat se prezintă sub cele mai variate forme, ca: sienite alcaline cu facies pegmatoid, sienite alcaline cu textura masivă și sienite alcaline cu textura gnaisică. Urmărind această distribuție a rocilor alcaline sienitice din partea centrală a Masivului Ditrău (fig. 6), am luat în considerare pentru studiu următoarele tipuri de roci:

categoria A: roci de facies pegmatitic, cu conținutul cel mai ridicat de nefelin în cristale mari de 1—2—3 cm, în care mineralele melanocrate formează aglomerații locale;

categoria B: roci cu textura masivă cu feldspat și nefelin în care mineralele melanocrate sînt dispersate în întreaga masă;

categoria C: roci cu textură gnaisică, cel mai frecvent întîlnite în regiune (9).

Pe probe luate din fiecare categorie de rocă am efectuat analize petrografice cantitative pe suprafețe care au fost în prealabil lustruite și pe secțiuni subțiri, pentru a putea face observații de microstructură.

Nefelinul este un mineral care se gelatinizează cu acid clorhidric în timp ce restul mineralelor constituente ale rocii rămîn neatacate. Față de această comportare am determinat conținutul de nefelin în raport cu conținutul de feldspat și minerale melanocrate, utilizînd ca reactiv de atac o soluție clorhidrică. Această soluție reacționează selectiv față de componenții amintiți, observîndu-se după un interval de 5—10 minute că suprafața ocupată de nefelin devine mată, în timp ce feldspatul și mineralele melanocrate își păstrează luciul inițial, nesuferind nici o modificare. Părțile devenite mate au fost colorate pentru a fi observate cu ușurință. Prin integrare am obținut orientativ compoziția mineralogică a celor 3 categorii studiate. Eșantioanele faciesului pegmatitic cercetat prezintă conținuturi ridicate de nefelin ajungînd chiar la 50%. Datele din literatura de specialitate arată însă că este foarte variabil conținutul în nefelin și că repartiția tipului pegmatitic în rocile de masiv este foarte neuniformă (9). Este posibil totuși ca la anumite utilizări ale sienitului alcalin cu nefelin să devină rentabilă o sortare specială a rocilor pegmatitice.

Compoziția mineralogică determinată pentru cele 3 categorii de roci este dată în tabelul nr. 2.

Tabelul nr. 2

Compoziția mineralogică a celor trei categorii de roci studiate

Denumirea categoriei de rocă	Component mineralogic	Conținutul mineral al probelor						
		1	2	3	4	5	6	media
A (facies pegmatitic)	feldspat	56	44	48	37	—	—	46,25
	nefelin	40	50	50	60,25	—	—	50,66
	melanocrate	4	6	2	2,5	—	—	3,62
B (textură masivă)	feldspat	71,67	66,92	73,68	68,90	68,10	64,91	69
	nefelin	24,27	25,80	20,11	20,50	22,20	24,23	22,80
	melanocrate	4,06	7,28	6,21	10,60	9,60	10,76	8
C (textură gnaisică)	feldspat	78,03	73,76	70,13	62,93	65,48	63,88	69
	nefelin	16,01	18,20	23,53	24,21	22,44	24,24	21,33
	melanocrate	5,96	8,14	6,34	12,86	12,08	11,88	9,5

Rezultatele analizelor chimice efectuate asupra celor trei categorii de roci studiate au fost comparate cu cele ce se găsesc în literatura de specialitate. Din această comparație rezultă că există asemănări în ceea ce privește compoziția chimică, în cazul cînd probele reprezintă același tip de roci sienitice nefelinice nealterate.

În afară de aceste roci nealterate, în partea de est a formațiunii centrale a masivului este semnalată existența unor sienite nefelinice sericitizate, în care îndeosebi nefelinul este transformat integral în sericit. Din datele de literatură, acestea au compoziția chimică diferită de a rocilor proaspete și chiar raportul alcaliilor este inversat, conținutul de oxid de potasiu predominînd față de cel de sodiu, fapt ce confirmă procesul de sericitizare care a avut loc.

Analizele chimice efectuate pe probele de roci studiate, precum și analizele chimice ale cîtorva roci sienitice alcaline cu nefelin date în literatură (58) sînt trecute în tabelul nr. 3.

b. POSIBILITĂȚI DE VALORIFICARE

Sienitele alcaline din regiunea Ditrău vor putea fi utilizate în acele industrii care folosesc materii prime bogate în alumină și alcalii și în industriile în care rezervele naturale cu compoziție chimică asemănătoare (caolin, feldspat) folosite în prezent sînt deficitare.

Domeniile mai importante de utilizare a sienitelor alcaline cu nefelin sînt :

a) folosirea sienitului alcalin pentru extragerea aluminiului ;

b) folosirea sienitului alcalin ca înlocuitor al feldspatului în industria ceramică și a sticlei.

Rocile alcaline de la Ditrău pot constitui și un bogat material de cercetare teoretică datorită elementelor care le conțin unele minerale exis-

Tabelul nr. 3

Compoziția chimică oxidică (% greutate) a diferitelor tipuri de sienite din masiv

	Sienite alcaline cu nefelin					
	1	2	3	4	5	6
SiO_2	59,64	55,94	56,17	55,31	54,83	59,09
TiO_2	—	0,64	0,47	0,60	0,39	0,21
Al_2O_3	22,40	21,05	21,63	22,38	22,63	23,47
Fe_2O_3	1,86	2,66	2,67	0,88	1,56	1,64
FeO	—	—	—	1,24	3,45	0,45
MnO	—	0,09	0,09	0,01	urme	0,01
MgO	urme	0,13	0,10	0,19	urme	0,28
CaO	1,27	1,47	1,47	2,48	1,94	0,00
Na_2O	13,78	15,75	15,74	7,80	10,63	5,14
K_2O				6,14	4,16	7,94
P_2O_5	—	0,22	—	0,05	—	0,00
H_2O+	1,43(P.C.)	1,12	1,47	0,53	0,18	1,59
H_2O-	—	—	—	0,04	—	0,14
CO_2	—	—	—	0,25	0,06	—
SO_3	—	0,20	0,18	—	—	—
Cl	—	0,38	0,21	—	0,82	—
Suma	100,38	99,65	100,20	100,11	100,65	100,02

Notă. 1 = Sienit alcalin cu nefelin, rocă categoria A, facies pegmatitic (46 feldspat alcalin, 50 nefelin, 4 minerale melanocrate).

2 = Sienit alcalin cu nefelin, rocă categoria B, textură masivă (69 feldspat alcalin, 23 nefelin proaspăt, 8 minerale melanocrate).

3 = Sienit alcalin cu nefelin, rocă categoria C, textura gnaisică (69 feldspat alcalin, 21,5 nefelin proaspăt, 9,5 minerale melanocrate).

4 = Sienit nefelin proaspăt. Tatár sarok 1 km N cota 1344 (Keceke sarok) analizat de prof. dr. I. Iakob – Zürich, analiză nouă. Colecția Streckeisen nr. 814. Rocă mediu granulată, cenușie-deschis, cu textură paralelă, 49 feldspat alcalin (microclin, microclin-micropertit și antipertit), 19 albit, 23 nefelin proaspăt, 4 calcit primar și cancrinit, 5 biotit și minerale accesorii (titanit, apatit, magnetit).

5 = Sienit nefelinic („Ditroit") Taszok patak analizat de V. Ianovici (1933). Microclin și microclin-micropertit, oligoclaz albit și oligoclaz nefelin, sodalit, cancrinit, biotit, muscovit, turmalin, epidot, magnetit.

6 = Sienit nefelinic alterat roșiatic-verzui – valea Putnei cea mai de sus, 500 m SV de cota 953 (curtea lui Covaci Petre), analizat de prof. I. Iakob – Zürich, analiză recentă. Colecția Streckeisen nr. 813. Microclin-micropertit și antipertit, albit, nefelin transformat (înlocuit cu agregate micacee = liebenerit), biotit transformat (trecut în clorit și limonit), ceva titanit și magnetit.

tente în aceste roci, pentru furnizarea de date geochimice referitoare la geneza și chimismul complexului. De asemenea ar fi de încercat posibilitatea de obținere a unor concentrate de elemente rare din aceste roci, în măsura în care acest lucru devine interesant.

2. FOLOSIREA SIENITULUI ALCALIN PENTRU EXTRAGEREA ALUMINIULUI

Folosirea sienitului alcalin cu nefelin pentru extragerea aluminiului este o problemă care prezintă interes, dacă se ține seama de faptul că în roca sienitică aluminiul este legat în alumosilicat, separat de fier, acesta

formînd minerale aparte. În această situație, procesul tehnologic de extragere a Al_2O_3 este considerabil simplificat prin eliminarea fazei de separare a hidroxizilor de fier și aluminiu, care reprezintă un punct dificil în extragere a aluminei din materii prime naturale folosite în mod curent (bauxite, laterite etc.).

Cu toate că problema de extragere a aluminiului din sienitele alcaline cu nefelin de la Ditrău nu a fost inclusă în tema lucrării, am efectuat cîteva încercări de extragere a Al_2O_3 din sienitul alcalin de facies gnaisic, prin două metode diferite, obținîndu-se rezultate pozitive.

În prima serie de încercări am folosit proprietatea chimică a nefelinului de a se gelatiniza în mediu acid. În baza reacției $Na_2O\,Al_2O_3 2SiO_2 + 8HCl \rightarrow 2\,AlCl_3 + 2NaCl + 2Si(OH)_4$, am tratat roca sienitică gnaisică cu acid clorhidric. În filtrat am precipitat aluminiul cu amoniac. precipitatul l-am calcinat obținîndu-se $\gamma - Al_2O_3$.

Rezultatele experimentale arată că alumina se extrage cantitativ din nefelinul conținut în sienitul alcalin, iar valorile sînt reproductibile. Valorile cuprinse în tabelul nr. 4 arată că Al_2O_3 dozat din roca sienitică de categoria B corespunde unui conținut de circa 25% nefelin, cum de altfel a fost determinat și în analiza petrografică. Cantitatea de Al_2O_3 extrasă depinde, în oarecare măsură, de finețea materialului, așa cum rezultă din tabelul nr. 4.

Tabelul nr. 4

Procente de Al_2O_3 extrase din sienitul nefelinic categoria B

Denumirea materialului	Conținut în Al_2O_3 (%)		Observații
	teoretic	dozat	
Nefelin 100%	35,89	—	—
Sienit alcalin cu 20% nefelin	7,18	—	
Sienit alcalin cu 25% nefelin	8,97	—	
Sienit alcalin cu 30% nefelin	10,77	—	
Sienit alcalin categoria B <	—	9,14	atac HCl
900 de ochiuri/cm² purificat		9,04	atac HCl
Sienit alcalin categoria B >			
900 de ochiuri/cm² purificat	—	8,26	atac HCl
		8,50	atac HCl

Reziduul obținut în urma atacului cu acid clorhidric a fost examinat la microscop și am observat că nu mai conține nefelin.

A doua metodă de extragere a aluminiului folosește procedeul în care se utilizează sinterizarea concentratului nefelinic rezultat de la înnobilarea rocilor apatito-nefelinice.

În Uniunea Sovietică, așa cum rezultă din literatura de specialitate, se pune mare accent pe extragerea aluminiului din sienitele nefelinice (3), (14). Aplicarea procedeului de sinterizare pentru prelucrarea complexă a sienitelor nefelinice implică următoarele procese :

— producerea Al_2O_3, obținînd ca produse secundare soluții de carbonați de sodiu și potasiu și nămol nefelinic,

— prelucrarea soluțiilor alcaline în carbonați anhidri,

— prelucrarea nămolului nefelinic în ciment Portland.

Cercetările pe care le-am întreprins s-au rezumat la obținerea aluminei prin sinterizarea sienitului alcalin gnaisic. În acest scop am preparat un amestec de rocă sienitică și calcar în proporție de 1 mol SiO_2 din materialul studiat pentru 2 moli $CaCO_3$, ambele măcinate la finețea 4 900 de ochiuri/cm². Sinterizarea am efectuat-o într-un cuptor cu gaz la temperatura de 1 280°C. La această temperatură se produce dezagregarea materialului, cu formarea clincherului conform reacției :

$$(Na, K)_2OAl_2O_3\ 2\ SiO_2 + 4\ CaCO_3 \rightarrow (Na, K)_2OAl_2O_3 + 2\ (2CaOSiO_2) + 4\ CO_2$$

Clincherul sienitic astfel obținut l-am măcinat la finețea 900 de ochiuri/cm². O anumită cantitate din acest clincher am macerat-o cu o soluție de amestec de carbonat de sodiu și potasiu la temperatura de 70 — 80°C timp de 60 de minute agitînd continuu.

Soluția de aluminați de sodiu și potasiu am separat-o de nămol prin filtrare și apoi am barbotat cu CO_2, în prezența de fenolftaleină, pînă la decolorarea soluției ; în acest mod s-a asigurat precipitarea completă a $Al(OH)_3$ pe care l-am filtrat și apoi l-am calcinat la $\gamma - Al_2O_3$.

Ca rezultate practice de laborator am obținut o cantitate de Al_2O_3 de circa 14% față de circa 22% Al_2O_3 cît conține materialul cercetat (roca brută) la un timp de macerare de 60 de minute, ceea ce reprezintă un randament de circa 64%.

Aceste rezultate confirmă posibilitatea extragerii aluminei din sienitele alcaline de la Ditrău.

Rezultatele cercetărilor de laborator sînt satisfăcătoare, totuși incomplete, deoarece nu toți parametrii din procedeul sovietic au putut fi realizați. Astfel clincherizarea nu s-a efectuat în cuptor rotativ, macerarea nu a fost executată în autoclavă etc. În condiții optime de lucru se poate spera că obținerea aluminiului din sienitele alcaline de la Ditrău este o operație rentabilă și prezintă un interes deosebit pentru economia națională.

3. PREGĂTIREA SIENITULUI ALCALIN NEFELINIC PENTRU INDUSTRIA CERAMICĂ ȘI A STICLEI

a. CONSIDERAȚII GENERALE

În industria ceramică și a sticlei se folosesc în mod obișnuit drept materii prime caolin, nisip și feldspat. Dintre acestea feldspatul este materialul a cărui compoziție chimică și mineralogică prezintă variații chiar în cadrul aceluiași zăcămînt, lucru nedorit în specificul industriilor respective, deoarece duce la modificarea rețetelor de fabricație. Pentru acest motiv înlocuirea feldspatului printr-o materie primă cu proprietăți

similare însă cu o compoziție mai constantă este bine venită. În plus, rezervele de feldspat din țara noastră sînt restrînse, astfel încît înlocuirea lui devine o problemă actuală.

În studiul întreprins, am cercetat măsura în care sienitele alcaline gnaisice cu nefelin din masivul de la Ditrău pot fi valorificate în industria ceramică și a sticlei. Această înlocuire nu aduce modificări în procesul de fabricație, ci dimpotrivă conduce la unele îmbunătățiri ale indicilor tehnico-economici, după cum se va arăta în cuprinsul lucrării.

Problema introducerii sienitului gnaisic în industria ceramică și a sticlei necesită însă rezolvarea prealabilă a purificării în ceea ce privește conținutul de Fe_2O_3. Acest lucru se impune de altfel oricărei materii prime ce urmează a fi utilizată la fabricarea de produse, unde culoarea și aspectul joacă un rol important.

Pentru ca sienitul alcalin să fie corespunzător scopului, am avut în vedere obținerea unui conținut de Fe_2O_3 de maxim 0,3%, și compoziția cît mai constantă. Pentru realizarea acestor condiții am căutat metode de preparare care să fie avantajoase atît din punct de vedere tehnic cît și economic.

b. METODE UZUALE DE PURIFICARE DE SILICAȚI

Se cunosc numeroase procedee de preparare (separare, purificare și concentrare) a mineralelor folosite în industrie, cum sînt : separarea mecanică, separarea cu lichide grele, flotație etc. Aceste procedee, fizice chimice sau combinate, au ca scop obținerea materialelor sub forma lor utilă, cerute de diferitele sectoare industriale. Problema separării, concentrării și purificării silicaților este o problemă pusă relativ recent de către industrie. Pînă acum s-a căutat pe cît posibil să se folosească materii prime pure care nu necesitau operații speciale de înnobilare. O serie întreagă de materiale silicatice, care pînă nu de mult aveau doar interes teoretic, sînt astăzi folosite cu rezultate dintre cele mai bune, în diferite industrii, obținîndu-se produse de calități superioare.

Industriile ceramică, a sticlei și a materialelor de construcții, care sînt cele mai mari consumatoare de silicați, folosesc în prezent, pe lîngă materii prime clasice (argilă, caolin, feldspat, cuarț, calcar, gips etc.) materii prime noi cum sînt : sienitul nefelinic, minerale cu conținut de litiu (lepidolit, petalit, spodumen), minerale cu conținut de zirconiu (baddeleyt, zircon), minerale de titan (rutil, broockit, ilmenit), sillimanit, disten, turmalină, vollastonit, beril, talc, pirofilit, minerale de pămînturi rare (monazit, loparit, pirochlor) și altele. Aproape toate aceste roci și minerale enumerate, pentru a fi aduse într-o stare de puritate convenabilă prelucrării ulterioare, trebuie supuse unor procedee de purificare care de multe ori sînt complicate, din cauza ocurenței lor.

Pentru prepararea silicaților, așa cum sînt necesari în industria ceramică, s-au încercat metode asemănătoare preparării minereurilor, dintre care flotația a dat rezultatele cele mai bune, în ceea ce privește gradul de puritate obținut. P a t e k în 1934 (citat după (62)) a fost

printre primii care s-au ocupat de flotația silicaților, folosind pentru aceasta o tulbureală de anumită concentrație de material măcinat în prealabil în stare uscată la o finețe anumită, utilizînd drept colector acid oleic, iar ca spumant terpineol. Pentru aceste condiții el plasează seria de silicați studiați în ordinea lor de flotabilitate după cum urmează : zircon > turmalină > almandin > topaz > olivin > disten > epidot > tremolit > sfen > rodonit > augit > anortit > spodumen > biotit > labrador > muscovit> nefelin > albit > ortoclaz = cuarț.

Înainte de a trece la descrierea încercărilor de flotație efectuate asupra sienitului alcalin gnaisic vom face cîteva considerații generale asupra teoriei și tehnicii flotației în vederea unei mai bune înțelegeri a condițiilor de flotabilitate alese.

Pentru ca un material să floteze trebuie măcinat la o anumită finețe (diametrul granulei să fie mai mic de 0,25 mm), amestecat cu apă astfel ca proporția în greutate a materialului față de apă să fie de 15—35%, adăugîndu-se reactivii de flotație necesari. Reactivii de flotație sînt substanțe chimice care adăugate în tulbureală modifică în așa fel suprafața particulelor de material ce urmează a flota, încît face posibilă operația de separare sau o ușurează mult. De asemenea, în operația de flotație este importantă cunoașterea pH-ului soluției, temperaturii, modul de aerare și agitare a tulburelii, cantitatea de reactivi utilizată, ca și ordinea introducerii lor (14), (24), (60).

Se știe că flotabilitate naturală au numai solidele a căror suprafață exterioară are caracter neionic (hidrofobă). Multe minerale au însă suprafața exterioară ionică (hidrofilă). Problema principală în flotație este de a face ca și suprafața acestor minerale să fie modificată pentru a deveni hidrofobă sau parțial hidrofobă, aceasta realizîndu-se cu ajutorul reactivilor de flotație. Cea mai convenabilă cale de a obține această modificare de suprafață este de a adsorbi o moleculă polar-nepolară, în așa fel ca porțiunea hidrofobă să se orienteze către faza apoasă.

Substanțele organice dizolvate în apă au o tensiune superficială foarte mică, sînt hidrofobe. Într-o moleculă de substanță organică polar-nepolară de tipul R—COOH, R este radicalul organic nepolar sau hidrofob, iar grupul COOH sau oricare altă grupare funcțională, sau sare organică constituie grupa polară, hidrofilă, atrasă de apă. În general, într-o moleculă anumită polar-nepolară mărimea relativă a efectelor ce se opun polarității și nepolarității sînt estimate din solubilitatea acesteia. De exemplu, pentru acidul etanoic CH_3COOH efectul funcției COOH este mai mare decît efectul radicalului CH_3, astfel că substanța este miscibilă în orice proporție cu apa.

La acidul heptilic $C_6H_{13}\cdot COOH$ balanța între efectul polar este aproximativ egală cu cel nepolar, astfel încît substanța este numai în mică măsură solubilă. Pentru acizii cu catene lungi, de exemplu acidul palmitic (hexadecanoic) $C_{15}H_{31}COOH$, grupa nepolară este dominantă, astfel încît substanța este insolubilă în apă. Așadar, reactivii de flotație (colectori și spumanți) sînt substanțe capilar active alcătuite din molecule polar-nepolare în care grupa activă poate fi : — SO_3Na, — COOH, — NH_2 etc., iar gruparea neactivă poate fi R—alkyl, R—aryl. Alegerea colectorului

trebuie făcută judicios, ținînd seama de caracterul mineralului flotat Un compus organic care se ionizează, formînd un anion (exemplu oleat de Na) este indicat a fi utilizat drept colector pentru minerale bazice (oxizi, metale); asemenea colectori anionici sînt ineficace pentru mineralele acide cum este cuarțul și în general silicații. Pentru astfel de minerale se aleg colectori care în stare de ionizare formează cationi (ionul dodecilamoniu, Br-dodecilpiridină), care împreună cu aminele și sărurile de amoniu cuaternar formează grupa colectorilor cationici. În unele cazuri colectorii pot fi în același timp și spumanți. Explicația fizico-chimică a acțiunii reactivilor de flotație nu este încă complet elucidată și cercetări mai noi încearcă a da o explicație cristalochimică fenomenului, corelînd flotabilitatea de structura rețelei cristaline și de reactivul folosit (19).

Schematic, se poate arăta că o substanță alcătuită din molecule polar-nepolare, la care partea polară are afinitate față de mineralul ce trebuie flotat, pusă în tulbureala minerală, se orientează cu grupa polară spre mineral și cu gruparea nepolară spre faza lichidă. În acest fel mineralul devine mai mult sau mai puțin hidrofob. Acțiunea colectorilor este selectivă.

Studii asupra preparării mineralelor pure prin flotație au fost efectuate de mulți cercetători din diverse țări (1), (4), (19), (50), (60), această preocupare existînd și la noi în țară (24).

Procedeele moderne de preparare a silicaților preconizează flotația în circuit acid, utilizînd ca reactivi colectori cationici (amine alifatice cu catenă lungă $C \geqslant 12$, de exemplu dodecilamina sau laurilamina), care dau rezultatele cele mai bune. Pentru separarea silicaților s-a mai practicat și flotația utilizînd drept colectori acizi grași superiori ($C \geqslant 12$) sau săpunuri în prezență de modificatori.

c. REZULTATE EXPERIMENTALE

În cadrul cercetărilor privind prepararea sienitului alcalin pentru industria ceramică și a sticlei am efectuat încercări de flotație pe roci de tip gnaisic (categoria C).

Nefelinul fiind atacat de soluțiile acide, am eliminat de la început flotația cu colectorii cationici în circuit acid, rămînînd ca posibilitate flotația cu acizi grași sau săpun industrial, care este indicată pentru separările de tectosilicați (19). Materialul cercetat avînd partea utilă alcătuită din minerale cu structură de tectosilicați, metoda de flotație amintită este corespunzătoare. Dat fiindcă partea utilă, și anume mineralele leucocrate, constituie mai mult de 85% din rocă, a fost mai avantajoasă flotarea mineralelor melanocrate, ce reprezintă partea neutilă. Prin această inversiune operațiunea de separare este mult simplificată (1). În aceste condiții mai rămîne de rezolvat obținerea de reactivi de flotație accesibili și ieftini, care la pH-uri neutre sau alcaline să floteze mineralele melanocrate (biotitul și hornblenda).

Am încercat flotarea hornblendei și biotitului folosind drept colector săpunul industrial, activînd cu $Ca(OH)_2$ la pH 8—9. În spumă se adună

vizibil paiete de mică neagră, dar nu în suficientă măsură pentru a obține o puritate avansată a părții leucocrate. Am încercat de asemenea flotarea biotitului cu colector rezinat de Na în prezență de $Ca(OH)_2$ ca activant la un pH~8. Încercările au fost executate în celule de flotație improvizate din pahare de laborator în care am pregătit tulbureala ce conține 18—20% g material măcinat la finețea sub 0,144 mm (trecut prin sita de 1 600 de ochiuri/cm²) pentru 100 ml de apă distilată. Agitarea s-a efectuat mecanic, iar admisia de aer, de la o sursă de aer comprimat. În prealabil s-au înlăturat particulele foarte fine, coloidale, prin agitarea materialului într-un cilindru cu apă și apoi s-a decantat suspensia.

Rezultatele obținute la flotația cu rezinat de Na au fost mai bune decît cele de la flotația cu săpun industrial. În ambele cazuri am efectuat observații microscopice, pentru a urmări gradul de purificare a părții leucocrate respectiv gradul de îndepărtare a biotitului. În preparatele privite la microscop după flotația parțială a biotitului, alături de feldspat și nefelin se mai observa hornblendă, magnetit, titanit și biotit care nu au reușit încă să floteze. Trebuia găsită o metodă premergătoare flotației, cu ajutorul căreia să se îndepărteze magnetitul care nu flotează în condițiile stabilite pentru mica neagră. Cunoscînd că magnetitul împreună cu ceilalți constituenți melanocrați din roca sienitică gnaisică posedă proprietăți magnetice, am încercat o separare cerută de aceste proprietăți. Separarea magnetică a mineralelor se bazează pe deosebirile de permeabilitate magnetică ale acestora (51), (62).

Unele minerale (de exemplu magnetitul) introduse într-un cîmp magnetic se comportă asemănător cu o bucată de fier moale, și anume liniile de forță ale cîmpului magnetic se curbează în interiorul mineralului. Fenomenul are loc ca și cum liniile de forță ar trece mai ușor prin unele minerale decît prin aer ; prin urmare anumite minerale prezintă față de fluxul magnetic o permeabilitate mai mare decît a aerului ($\mu_0 = 1$). Efectul acestei permeabilități pentru cîmpul magnetic se traduce — în cazul cînd cîmpul nu este omogen — printr-o atracție a mineralului către regiunea în care intensitatea cîmpului crește, deoarece prin aceasta reluctanța circuitului magnetic descrește.

Mineralele care au permeabilitate mai mare decît a aerului se numesc paramagnetice, iar celelalte diamagnetice.

O particulă minerală aflată într-un cîmp magnetic este acționată de o forță magnetică care se poate determina cu formula :

$$F = \varkappa \, v.H \, \frac{dH}{dx}$$

în care $\varkappa$ = susceptibilitatea magnetică,
v = volumul particulei,
H = intensitatea cîmpului magnetic,
$\frac{dH}{dx}$ = variația intensității cîmpului în direcția creșterii lui maxime.

În cazul unor substanțe omogene, susceptibilitatea magnetică $\varkappa$ se definește ca raportul dintre magnetizarea I și intensitatea cîmpului magnetic

H; astfel $\varkappa = \frac{I}{H}$, iar permeabilitatea magnetică $\mu = \frac{B}{H}$, unde B este cîmpul de inducție magnetică. Relația de legătură între permeabilitate și susceptibilitate este : $\varkappa = \frac{\mu - 1}{4\pi}$.

Pentru substanțele paramagnetice $\mu > 1$ și $\varkappa > 0$.

Pentru substanțele diamagnetice $\mu < 1$ și $\varkappa < 0$.

În baza formulelor de mai sus rezultă că la introducerea unei substanțe diamagnetice într-un cîmp magnetic exterior, în substanță apar curenți elementari astfel ordonați încît produc cîmpuri magnetice îndreptate în sens opus sensului cîmpului exterior, iar în cazul substanțelor paramagnetice cîmpul interior este în același sens cu cîmpul magnetic exterior.

În cazul substanțelor cu susceptibilitate magnetică mică este necesară existența unei intensități mari a cîmpului magnetic H spre a avea o forță magnetică suficient de mare pentru a se realiza separarea particulei.

Permeabilitățile magnetice și forțele relative de atracție exercitate asupra diverselor minerale sînt date în tabelul nr. 5, în care s-a luat forța de atracție pentru fier egală cu 100. Valorile relative din acest tabel pot diferi, datorită unor impurități cu care mineralul respectiv poate fi legat chimic sau mecanic.

După cum se vede din tabel, mineralele pot fi clasificate din punctul de vedere al posibilităților de concentrare magnetică în minerale puternic magnetice, slab magnetice și nemagnetice (65).

Tabelul nr. 5

Permeabilitatea magnetică și forța de atracție relativă a unor minerale

Mineralul	Permeabilitatea magnetică	Forța de atracție relativă (fier = 100)
Puternic magnetice		
Fier	2,16	100,00
Magnetit	1,47	40,18
Ilmenit	1,28	24,70
Slab magnetice		
Siderit	1,022	1,82
Zircon	1,0020—1,0290	1,01
Corindon	1,0018—1,0250	0,83
Cuarț	1,0022—1,0055	0,37
Rutil	1,0030—1,0053	0,23
Apatit	1,0026	0,21
Nemagnetice		
Fluorină	1,0010—1,0017	0,11
Ortoclaz	1,0001—1,0011	0,05
Calcit	1,0004	0,03

În afară de magnetit, celelalte minerale melanocrate din materialul cercetat, avînd permeabilități magnetice mici, au necesitat pentru extragere cîmpuri magnetice foarte intense.

Am efectuat o serie de încercări de separare a mineralelor melanocrate la un separator electromagnetic, încercări care au avut drept scop stabilirea unui procedeu care să asigure un material de o puritate maximă 0,3% Fe_2O_3, cu compoziția constantă, prin operații cît mai simple și mai avantajoase.

Separatorul electromagnetic la care am lucrat are prin construcție posibilitatea de reglare a cîmpului electromagnetic printr-un dispozitiv cu două poziții. Poziția I-a dă valoarea cîmpului electromagnetic maximă (12 000 Oerstezi), iar poziția a II-a dă o valoare de circa 9 000 Oerstezi pentru cîmpul electromagnetic. În cursul încercărilor am variat intensitatea cîmpului electromagnetic pentru a putea stabili condițiile de lucru cele mai economice și în același timp optime, în care se obține separarea cît mai avansată a mineralelor melanocrate.

Din proba măcinată pentru flotație am luat o cantitate de material și am trecut-o prin separatorul electromagnetic. Această probă de material avea analiza granulometrică 20% > 0,25 mm, 5% > 0,2 și 75% < 0,2 mm. În urma separării electromagnetice conținutul de Fe_2O_3 dozat în partea leucocrată a materialului era de 0,62% față de proba brută care avea 2,67% Fe_2O_3, randamentul separării atingînd valoarea de 31% material leucocrat (util).

Privit la microscop, materialul leucocrat mai conținea sporadic foițe de mică neagră, alături de titanit, hornblendă și magnetit, cea mai mare parte din biotit, hornblendă și magnetit fiind îndepărtate în fracțiunea magnetică. Aceste rezultate erau foarte încurajatoare deoarece prin folosirea separatorului electromagnetic se realiza o îndepărtare considerabilă a mineralelor melanocrate. Am abandonat deci seria încercărilor de flotație propuse inițial, care urmau după deferizare, avînd în vedere noile rezultate obținute. În noua situație a fost necesară îndreptarea cercetărilor spre găsirea unor condiții optime de măcinare a materialului, pentru ca din acesta supus separării magnetice să rezulte un material cu conținut de Fe_2O_3 de maximum 0,3% și de compoziție cît mai constantă. Aceste condiții depind de o serie de alți factori, după cum vom arăta în cele ce urmează.

Am încercat mai multe procedee de măcinare a materialului de studiat, și anume : la moara cu bile, la kollergang și la concasor. Măcinarea la moara cu bile și la kollergang s-a dovedit a fi însă neavantajoasă pentru separarea electromagnetică, din cauza granulației prea fine a particulelor, conducînd astfel la un randament al părții leucocrate (nemagnetice) scăzut și la un procent de Fe_2O_3 peste limitele propuse. Procentul ridicat de Fe_2O_3 se datora și faptului că partea leucocrată mai antrena încă multe particule melanocrate, respectiv biotit foarte aderent și chiar magnetit. Observațiile microscopice asupra părții utile, la măcinarea la moara cu bile, arătau prezența biotitului și sporadic a magnetitului alături de mineralele leucocrate. Menționăm că randamentul părții utile la măcinarea la moara cu bile atingea doar valoarea de 31%, iar la măcinarea la kollergang,

fracțiunea cu finețea mai mare de 0,2 mm reprezenta numai 20% din întregul material supus măcinării, ceea ce nu era avantajos pentru stabilirea unei metodice de lucru.

Măcinarea la concasor a fost în cele din urmă mijlocul care a dus la rezultatele cele mai bune. Concluziile acestor diverse încercări de măcinare au stabilit că, pentru obținerea unui randament ridicat al părții leucocrate și a micșorării conținutului de Fe_2O_3, este necesar un anumit grad de finețe de măcinare la care fracțiunile fine să fie reduse pe cît posibil.

Analiza granulometrică, randamentul părții leucocrate și conținutul de Fe_2O_3 al materialului din categoria C, din măcinarea la kollergang și concasor sînt date în tabelul nr. 6. În același tabel au mai fost înscrise și rezultatele încercărilor efectuate pe roca de facies pegmatitic (categoria A) în măcinarea la concasor.

Tabelul nr. 6

Analiza granulometrică, randamentul de separare (%) și conținutul de Fe_2O_3 (%) al probelor din categoriile A și C

Denumirea categoriei de rocă	Metoda de măcinare	Analiza granulometrică		Leucocrat %	Fe_2O_3 %	Intensitatea cîmpului magnetic Oerstezi
		diametrul particulei mm	procente			
C (textură gnaisică)	kollergang	>0,30	17	66	0,22	12 000
		0,30–0,20	20	85	0,18	12 000
		<0,20	63	37	1,20	
C (textură gnaisică)	concasor	> 2	9,32	—	—	
		2–0,75	45,30	—	—	
		0,75–0,25	23,20	77	0,14	12 000
		0,25–0,20	4,70	80	0,09	12 000
		< 0,20	17,20	86	0,26	12 000
A (facies pegmatitic)	concasor	>2	14	—	—	
		2–0,75	45,42	—	—	
		0,75–0,25	25,10	70	0,10	12 000
		0,25–0,20	4,30	—	—	
		< 0,20	14	89	0,19	12 000

Măcinarea la concasor a fost efectuată pe bucăți de rocă de 2–3 cm. După concasare materialul l-am trecut succesiv prin site de 2 mm, 0,75 mm, 0,25 mm, 0,2 mm < 0,2 mm iar fiecare fracțiune a fost observată la microscop, înainte de a se trece prin separator, pentru a stabili raportul de minerale. Fracțiunile cuprinse între 2 și 0,75 mm nu au mai fost trecute prin separator pentru că prezentau frecvente concreșteri leucocrat-melanocrat, ceea ce ar fi împiedecat separarea elementelor melanocrate pe cale electromagnetică și deci menținerea în fracțiunea leucocrată a unui conținut ridicat

de Fe_2O_3. Fracțiunile mai mari de 0,25—0,20 mm și cele mai mici de 0,2 mm, care la microscop arătau cristale de feldspat, nefelin și rar foițe de mică, au fost trecute prin separatorul electromagnetic, determinîndu-se în porțiunile leucocrate conținutul de Fe_2O_3.

Rezultatele obținute prin măcinarea la concasor sînt mult ameliorate față de celelalte procedee, aducînd o scădere netă a conținutului de Fe_2O_3 pe fracțiuni.

Am mai efectuat încercări și pe roca din categoria A (facies pegmatitic) pentru a ne da seama de comportarea acestei categorii de roci sienit nefelinică, comparativ cu roca din categoria C. Ambele probe se comportă asemănător la măcinare, lucru constatat prin analiza granulometrică. În ceea ce privește comportarea la separatorul electromagnetic, se pare că proba A suportă o granulație mai grosieră, cu o clasă mai sus, în comparație cu proba C. În cazul experimentat conținutul de Fe_2O_3 (0,10%) la proba A mai mare de 0,25 mm este practic egal cu conținutul de Fe_2O_3 (0,09%) al probei C mare de 0,2 mm.

Din această serie de încercări rezultă următoarele concluzii :

— fracțiunile grosiere (mai mari de 0,2 mm) din ambele sorturi de rocă nu sînt recomandate deoarece prezintă concrețeri care ridică procentul de Fe_2O_3 peste limitele impuse, iar randamentul părții leucocrate (utile) este scăzut ;

— fracțiunile prea fine (mai mici de 0,2 mm) de asemenea nu sînt avantajoase pentru obținerea unui material cu conținut de Fe_2O_3 sub 0,3%.

S-au continuat încercările pentru stabilirea condițiilor optime de măcinare, tot la concasor, însă executînd măcinări succesive, obținîndu-se materiale a căror analiză granulometrică este trecută în tabelul nr. 7.

Tabelul nr. 7

Analiza granulometrică, randamentul de separare (%) și conținutul de Fe_2O_3 (%) al probelor din categoriile B și C

Denumirea categoriei de rocă	Analiza granulometrică		Leucocrat %	Fe_2O_3 %	Intensitatea cîmpului magnetic Oerstezi
	diametrul particulei mm	procente			
B (textură masivă)	2—1	2,78	—	nedeterminat	
	1—0,75	29,50	66,80	0,28	12 000
	0,75—0,50	18,86	69,60	0,19	12 000
	0,50—0,25	18,86	77,15	0,06	12 000
	0,25—0,20	7,40	83,87	0,13	12 000
	< 0,20	25,28	87,80	0,39	9 000
C (textură gnaisică)	2—1	1,83	—	nedeterminat	
	1—0,75	31,58	—	nedeterminat	
	0,75—0,50	19,53	68,86	0,19	12 000
	0,50—0,25	17,54	76,66	0,21	12 000
	0,25—0,20	6,78	86,20	0,26	9 000
	< 0,20	24,57	88,09	0,54	9 000

Am trecut prin separatorul electromagnetic fracțiunile > 0,75... <0,20 de la ambele categorii de roci și apoi am privit la microscop partea leucocrată a fiecărei fracțiuni. În fracțiunea cuprinsă între 1 și 0,75 mm erau prezente sporadic concreșteri leucocrat-melanocrat, în celelalte reziduuri leucocrate însă, se observau numai foarte rar foițe de biotit. Dozările colorimetrice de Fe_2O_3 pe aceste părți leucocrate se pot urmări în tabelul nr. 7.

La fracțiunea sub 0,2 mm din ambele probe se observă un conținut de Fe_2O_3 mult crescut față de limite și aceasta datorită faptului că separarea electromagnetică a fost efectuată intenționat într-un cîmp magnetic de o intensitate mai mică. Prin aceasta am constatat că valoarea intensității cîmpului magnetic joacă un rol important asupra separării și că la cîmpuri electromagnetice de intensitate redusă separarea mineralelor melanocrate nu este suficient de selectivă (crește procentul de Fe_2O_3). În urma acestor încercări a reieșit că măcinarea trebuie făcută astfel încît cea mai mare parte din material să aibă granulația cuprinsă între diametrul 1 mm și minimum 0,2 mm. Probele din categoriile B și C, avînd la măcinare și separare o comportare similară, nu mai apare necesară o clasificare a lor din acest punct de vedere și, în consecință, le vom trata ca fiind un același material. Rămîn deci de studiat două sorturi de materiale, și anume cele din categoria A (roci de facies pegmatitic) și categoria C (roci de facies gnaisic). Cantități asemănătoare din probele A și C le-am măcinat la concasor obținînd o nouă serie de rezultate pe care le-am trecut în tabelul nr. 8.

Tabelul nr. 8

Analiza granulometrică, randamentul de separare (%) și conținutul de Fe_2O_3 (%) al probelor A și C măcinate la concasor

Denumirea categoriei de rocă	Analiza granulometrică		Leucocrat %	Fe_2O_3 %	Intensitatea cîmpului magnetic Oerstezi
	diametrul particulei mm	procente			
A (facies pegmatitic)	2—1	3,65	—	—	
	1—0,75	33,30	63,54	0,11	12 000
	0,75—0,50	19,30	67,60	0,13	12 000
	0,50—0,25	18,56	78,0	0,13	12 000
	< 0,25	25,12	87,0	0,56	9 000
C (facies gnaisic)	2—1	0	—	—	
	1—0,75	31,76	63,0	0,28	12 000
	0,75—0,50	18,43	70,60	0,16	12 000
	0,50—0,25	20,86	80,60	0,14	12 000
	0,25—0,20	7,85	93,10	0,15	12 000
	< 0,20	21,10	88,60	0,44	9 000

Pentru a verifica dacă gradul de separare (purificare) depinde sau nu de omogenitatea granulației am efectuat încă o serie de încercări, măcinînd în acest scop la concasor o cantitate de rocă brută (C) cu care am procedat în felul următor :

— o parte din materialul măcinat l-am trecut direct prin separatorul electromagnetic ;

— cealaltă cantitate rămasă a fost sitată conform condițiilor stabilite, iar fiecare fracțiune granulometrică a fost trecută apoi prin separator.

Rezultatele acestor noi încercări sînt trecute în tabelul nr. 9.

Tabelul nr. 9

Analiza granulometrică, randamentul de separare (%) și conținutul de Fe_2O_3 (%) al probei C la separare magnetică integrală și pe fracții

Denumirea categoriei de rocă	Procedeul de separare	Analiza granulometrică: diametrul particulei mm	Analiza granulometrică: procente	Leucocrat %	Fe_2O_3 %	Intensitatea cîmpului magnetic Oerstezi
C (facies gnaisic)	trecere integrală prin separator	> 1	0	—	—	
		< 1	100	73,34	0,28	trecut o dată prin separator, 12 000
		< 1	100	72,30	0,18	trecut de două ori prin separator, 12 000
C (facies gnaisic)	trecere prin separator pe fracții granulometrice	1	0	—	—	
		1—0,75	34,44	58,06	0,16	12 000
		0,75—0,50	23,00	76,63	0,19	12 000
		0,50—0,25	17,78	78,13	0,11	12 000
		0,25—0,20	6,44	91,38	0,10	12 000
		< 0,20	18,34	89,70	0,35	12 000

Am stabilit astfel două modalități prin care se poate obține din roca alcalină gnaisică brută (cu conținut de 2,67% Fe_2O_3), un material cu conținut de Fe_2O_3 sub 0,3%.

Prima este o metodă cu aplicabilitate industrială, fiind foarte economică, deoarece necesită numai o simplă operație de măcinare, cernere prin ciurul de 1 mm, și trecere prin separatorul electromagnetic ; cea de-a doua metodă se pretează la cercetări mineralogice pe fracțiuni, furnizînd un material pentru studii de mineralogie experimentală. Randamentele în ambele cazuri sînt practic egale și cu valori de peste 70% de material leucocrat recuperat din roca brută.

Analizele chimice efectuate pe rocile sienitice alcaline brute de categoriile B și C, ca și analizele chimice ale materialului din categoria C purificat prin cele două metode stabilite sînt trecute în tabelul nr. 10.

Pe baza încercărilor efectuate putem trage următoarele concluzii asupra modului de desfășurare a purificării corespunzătoare a sienitului alcalin gnaisic cu nefelin :

— materialul trebuie măcinat de o anumită granulometrie, cuprinsă între valorile 1 și 0,2 mm ;

Tabelul nr. 10

Analizele chimice ale rocilor sienitice din categoriile B și C (brute) și categoria C (purificată)

Componenți chimici	Denumirea rocii			
	sienit alcalin, textură masivă, brut (categoria B)	sienit alcalin gnaisic brut (categoria C)	sienit alcalin gnaisic purificat integral	sienit alcalin gnaisic purificat pe fracțiuni
	dozări %			
PC	1,12	1,47	0,77	1,24
SiO_2	55,94	56,17	60,97	59,63
Al_2O_3	21,05	21,63	22,86	21,67
Fe_2O_3	2,66	2,67	0,20	0,28
CaO	1,47	1,47	0,82	1,39
MgO	0,13	0,10	0,21	0,49
K_2O + Na_2O	15,75	15,74	14,13	14,69
Total	98,12	99,25	99,76	99,36

— fluxul de material care trece prin separatorul electromagnetic trebuie să fie constant și nu prea mare;

— intensitatea cîmpului magnetic comportă o valoare ridicată (minimum 12 000 Oerstezi) pentru a asigura îndepărtarea cît mai completă a mineralelor melanocrate slab magnetice;

— materialele din categoriile B și C se comportă asemănător, nefiind nevoie de o separare a lor, din acest punct de vedere;

— materialul din categoria A suportă o măcinare mai grosieră, cu o clasă mai sus, însă nu este economic de a fi tratat ca procedeu diferit;

— pentru separare nu este obligatoriu ca materialul să fie echigranular.

Din cercetările întreprinse în laborator privind prelucrarea sienitului cu nefelin din masivul alcalin de la Ditrău, am reușit să obținem o nouă materie primă cu un conținut de Fe_2O_3 sub 0,3% și de compoziție practic constantă, care poate fi introdusă cu succes în industria ceramică și a sticlei.

4. FOLOSIREA SIENITULUI ALCALIN GNAISIC CU NEFELIN DE LA DITRĂU LA FABRICAREA PORȚELANULUI

a. CONSIDERAȚII GENERALE

Valorificarea sienitului alcalin din Masivul Ditrău la fabricarea porțelanului ca înlocuitor al feldspatului a constituit preocuparea esențială în cercetările de laborator întreprinse. Din rezultatele obținute reiese în principal relația dintre compoziția maselor studiate și gradul de mulitizare la aceeași temperatură, influența sienitului alcalin asupra temperaturii de

maturizare a probei de porțelan în spărtură și avantajele care decurg din introducerea totală sau parțială a acestei noi materii prime, ca înlocuitor al feldspatului, în masele ceramice.

Menționăm că cercetările efectuate au caracter demonstrativ, în scopul conturării avantajelor folosirii acestui material la fabricarea porțelanului neinsistînd în stabilirea de rețete și procese tehnologice optime, deoarece acestea depășesc specificul lucrării.

O masă ceramică, în general, este alcătuită dintr-o materie plastică, un degresant și un fondant. Materia plastică este totdeauna substanța argiloasă, începînd de la argile comune folosite în ceramica de construcții, olărie etc., pînă la caolinuri superioare pentru ceramica fină sau albă. Nisipul este degresantul folosit în mod obișnuit, iar ca fondant se folosește în mod curent feldspatul. La fabricarea maselor ceramice speciale se folosesc și alte materii prime.

Fiecare din componenții enumerați intervin cu proprietăți specifice asupra însușirilor produselor arse și nearse, astfel :

— Substanța argiloasă (caolinul) dă masei însușiri de plasticitate, întărire la ardere, rezistență la foc ; în același timp este cauza contracției și a fenomenelor ce decurg de aici (fisurare, crăpare etc.).

— Nisipul reduce contracția la uscare și la ardere, ridică rezistența mecanică a masei și face ca produsul să fie rezistent la variații de temperatură.

— Feldspatul este un fondant, care generează faza lichidă și, în funcție de gradul de ardere, produce închiderea porilor.

Reprezentarea compoziției raționale a principalelor materii prime folosite este dată în diagrama celor 3 componenți, substanța argiloasă — feldspat — cuarț din figura 1.

Pornind de la faptul că din cei trei componenți principali caolin — feldspat și cuarț se poate constitui o infinitate de mase, se obișnuiește a se figura grafic sistemul de componenți amintiți într-un triunghi echilateral ale cărui colțuri reprezintă 100% substanțe pure, fiecare latură fiind împărțită în 100 de diviziuni, conform rețetei teoretice (fig. 2) (36).

Fiecare punct din interiorul triunghiului definește un amestec precis de substanță argiloasă, feldspat și cuarț, amestecurile binare găsindu-se pe laturile triunghiului. În mod practic însă, nu se folosește întreg domeniul amestecurilor teoretic posibile, ci numai anumite secțiuni. Cu cît compoziția se află așezată mai sus în triunghiul de mase cu atît este mai bogată în feldspat și din acest motiv masa va arde mai dens, vitrificînd la temperaturi medii de ardere (în jur de 1 250°C). Cu cît compoziția maselor se află spre stînga diagramei, cu atît sînt mai bogate în substanță argiloasă și au temperaturi de maturizare mai ridicate (1 350—1 400°C). Masele a căror compoziție se situează spre colțul drept al triunghiului se caracterizează printr-un conținut sărac în feldspat și bogat în cuarț, iar la ardere nu ajung la compactizare, ci rămîn poroase (faianța).

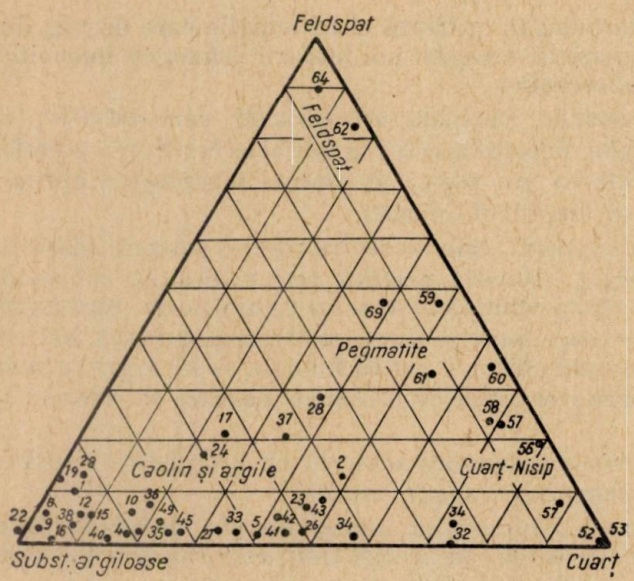
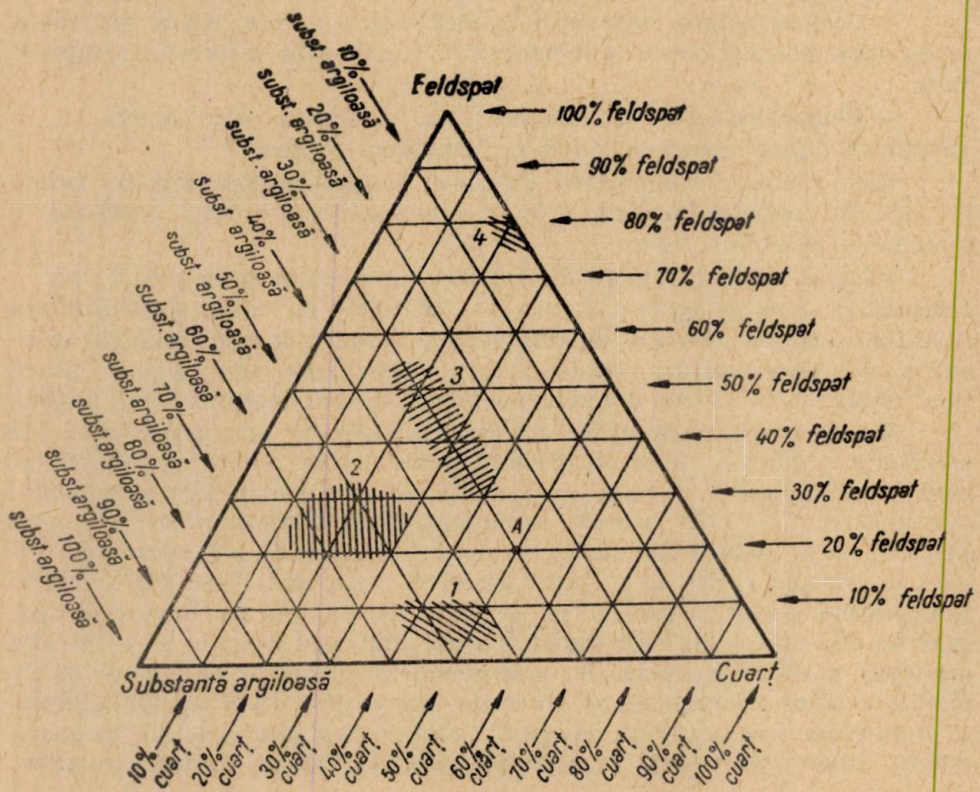


Fig. 1. — Reprezentarea compoziției raționale a cîtorva materii prime în diagrama celor trei componenți.

Fig. 2. — Reprezentarea domeniilor limită de amestec a maselor de ceramică fină în triunghiul amestecurilor.

1, Mase de faianță; *2*, porțelan tare; *3*, porțelan moale; *4*, porțelan dentar.



Porțiunile haşurate din figura 2 reprezintă domeniile care corespund compozițiilor celor 4 tipuri principale de mase ceramice albe : faianța, porțelanul tare, porțelanul moale și porțelanul dentar. Această clasificare are la bază compoziția maselor și temperatura de maturizare.

Porțelanurile împreună cu celelalte produse ceramice (refractare, produse antiacide, plăci de pardoseli etc.) pot fi considerate roci artificiale, rezultate din roci naturale prelucrate după procese tehnologice specifice, diferite de la caz la caz, în care temperatura respectiv tratamentul termic joacă rol important.

În cazul porțelanurilor obișnuite fabricate din caolin-feldspat și cuarț, mineralul de valoare care imprimă acestor produse rezistența chimică, fizică și refractară este mullitul (alumosilicat de formulă $3Al_2O_3 2SiO_2$). Datorită faptului că mullitul transmite produselor de porțelan mare parte din proprietățile sale (rezistență la agenți chimici, stabilitate termică etc.) unul din criteriile de caracterizare a calităților porțelanului este cel mineralogic exprimat prin cantitatea și mărimea cristalelor de mullit ; tot din punct de vedere mineralogic este importantă și determinarea structurii porțelanului.

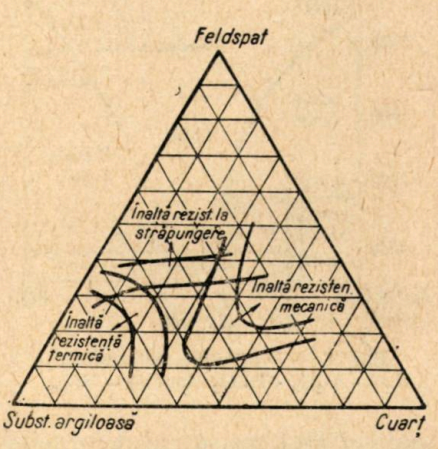


Fig. 3. — Dependența caracteristicilor porțelanului de compoziția masei.

Structura și compoziția mineralogică a unei mase ceramice depind în primul rînd de compoziția și starea fizică (constituția) ale materiilor prime folosite și de modul de ardere, observînd că mase cu compoziție chimică identică, provenite din materii prime diferite, tratate la fel din punct de vedere termic, prezintă caractere mineralogice deosebite, deci indici de utilizare diferiți. Alegerea compoziției unei mase de porțelan se face pe baza însușirilor care se cer obiectelor fabricate. Diversitatea însușirilor se obține prin schimbări cantitative în compoziția masei și prin variația condițiilor de tratament termic. Influența compoziției masei asupra însușirilor produsului finit este arătată în figura 3, care reprezintă diagrama ternară caolin — feldspat — cuarț, în care sînt trasate curbele proprietăților mecanice, termice și rezistența la străpungere electrică (36). Curbele reprezintă înscrierea grafică a datelor în valori absolute corespunzătoare proprietăților menționate.

Dintre materiile prime folosite la fabricarea porțelanului, feldspatul este cel mai puțin constant în ceea ce privește compoziția sa mineralogică și chimică. Acesta prezintă variații mari în conținutul de K_2O, Na_2O și CaO. Feldspatul este componentul principal care generează partea vitroasă și de el depinde cantitatea de sticlă din porțelan.

În general, capacitatea de a reacționa a feldspatului depinde de tipul de feldspat, albitul avînd capacitatea de dizolvare mai mare decît ortoclazul sau plagioclazii (18), (32).

Feldspatul potasic-ortoclaz se topește foarte lent, topitura sa avînd o viscozitate mare. Din date de literatură reiese că cercetarea sistemului $K_2O - Al_2O_3 - SiO_2$ este îngreuiată de faptul că ortoclazul se topește incongruent și că topiturile se solidifică sub formă de sticle (H.E. B o e c k e, W. E i t e l) (35) (fig. 4). Temperatura de topire și viscozitatea sticlei provenite din topirea feldspatului depind din punct de vedere chimic de cantitatea alcalinelor și alcalinelor teroase conținute în feldspat, de viteza de încălzire și finețea pulberii (18), (32). Feldspatul potasic pur are temperatura de topire mai ridicată, iar topitura sa are viscozitate mai mare. Dacă o parte din K_2O este înlocuită cu Na_2O, punctul de topire și viscozitatea coboară, astfel că și procesul de înmuiere începe la temperaturi mai joase. Semnificația practică a comportării diferite a feldspatului potasic față de cel sodic o constituie folosirea preferențială a ortoclazului în mase de porțelan, deoarece în aceste condiții produsele, cu toate că au temperatura de maturizare mai ridicată, nu suferă deformații în timpul arderii. Literatura arată rolul neîndoielnic important pe care îl joacă feldspatul la fabricarea porțelanului și este bine stabilită principala sa funcție de fondant în mase ceramice (7), (8). Au fost făcute în special studii privitoare la importanța compoziției chimice a feldspatului întrebuințat la fabricarea porțelanului pentru izolatorii de înaltă tensiune (2). Stabilirea unor relații reciproce între compoziția feldspatului, structura porțelanului și proprietățile sale specifice prezintă interes atît practic cît și teoretic.

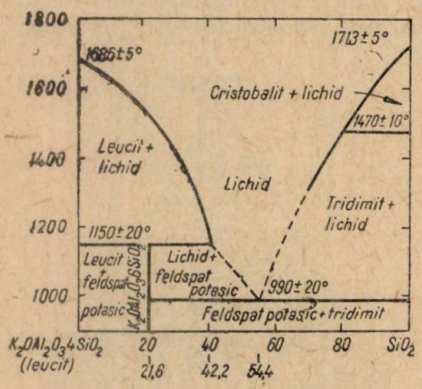


Fig. 4. — Diagrama sistemului $K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 4SiO_2$ (leucit) — SiO_2.

Totuși feldspatul ca materie primă naturală ridică o serie de probleme legate de existența și puritatea sa în zăcăminte și în special de constanța compoziției sale, fiind din aceste motive o materie primă dificil de realizat pentru o serie de țări. Posibilitatea folosirii feldspatului potasic în fabricarea porțelanului este mult limitată în întreaga lume, din lipsa rezervelor naturale. Pentru soluționarea favorabilă, în primul rînd a problemelor de ordin economic, s-a ivit necesitatea cercetării altor roci naturale care ar putea înlocui feldspatul (25), (64).

Sienitul alcalin cu nefelin este o rocă ce poate satisface condițiile necesare, conținînd față de feldspat mai multă alumină și alcalii, importanți în ceramică.

Țara noastră dispune pe de o parte de rezerve însemnate de sienite alcaline (9), iar pe de altă parte este deficitară în ceea ce privește rezervele de feldspat. De aceea, la rezolvarea problemei de valorificare a rocilor alcaline din Masivul de la Ditrău se pune problema folosirii sienitului alcalin cu nefelin, la fabricarea porțelanului.

b. REZULTATE EXPERIMENTALE

Cu materialul obținut în urma purificării sienitului alcalin gnaisic am efectuat o serie de încercări pentru a cunoaște în linii mari comportarea și condițiile de sinterizare și fuziune. În acest sens, am determinat refractaritatea pe conuri pirometrice în paralel cu conuri confecționate din materialul purificat (1 200°C±20) și material brut (1 140°C).

Un eutectic care se formează între nefelin și feldspatul sodic are influența hotărîtoare asupra avantajelor pe care le oferă înlocuirea feldspatului cu sienit nefelinic în mase ceramice, sticlă etc. În figura 5 am reprezentat diagrama sistemului $Na_2OAl_2O_32SiO_2$ — $Na_2OAl_2O_36SiO_2$ cercetată de S. W. Greig și T. F. Barh (citat după (35)).

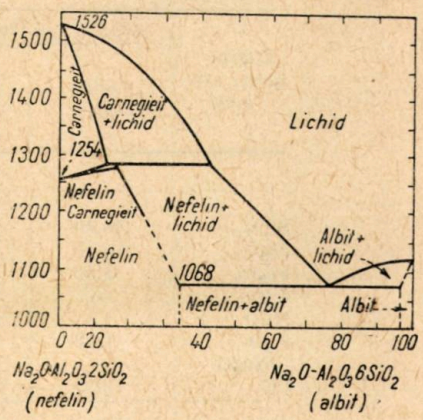


Fig. 5. — Diagrama sistemului $Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$ — $Na_2OAl_2O_3 \cdot 6SiO_2$.

Pentru a arăta influența înlocuirii feldspatului cu sienit alcalin cu nefelin în fabricarea porțelanului și pentru a stabili condițiile optime de comportare a sienitului alcalin în masa respectivă, am efectuat un studiu comparativ pe cinci mese de porțelan de compoziție standard 50 caolin —25 feldspat—25 cuarț, în care feldspatul a fost înlocuit succesiv cu sienit alcalin cu nefelin, pînă la substituție totală.

Drept materii prime am folosit : caolin de la Cetlice, nisip de la Miorcani, feldspat de la Muntele Rece și sienit alcalin de la Ditrău. Analizele chimice ale materiilor prime folosite sînt trecute în tabelul nr. 11.

Ținînd seama de compoziția mineralogică și chimică a caolinului, nisipului și feldspatului, rezultă că pentru a prepara masa standard propusă (calculată pentru compoziția chimică teoretică a feldspatului ortoclaz, a caolinului și a cuarțului) va trebui făcut un amestec din materiile prime alese în proporția : 53 caolin Cetlice (c), 24 feldspat Muntele Rece (f), 23 nisip Miorcani (n), acestea constituind masa etalon A. Compozițiile maselor de experimentat în care s-a înlocuit succesiv feldspatul de la Muntele Rece cu sienit alcalin cu nefelin de la Ditrău (s), restul amestecului rămînînd neschimbat, sînt trecute în tabelul nr. 12.

Materiile prime au fost măcinate la finețea $<0{,}088$ mm, trecute prin sita de 10 000 de ochiuri/cm^2, iar corpurile de probă, microcuburi cu latura de 1,4 cm, le-am obținut prin presare semiuscată (cu 8% umiditate) la presiunea de 300 kg/cm^2. Arderile le-am efectuat în cuptor electric, într-un interval de 8 ore cu încălzire izotermică finală de 2 ore și răcire lentă. Am

efectuat arderi la 4 temperaturi diferite pentru a arăta : relația dintre compoziție și temperatura de maturizare și influența temperaturii de ardere asupra structurii masei de porțelan.

Tabelul nr. 11

Compoziția chimică oxidică (% greutate) a materiilor prime utilizate

Componenți chimici	Denumirea materiei prime			
	caolin Cetlice	nisip Miorcani	feldspat Muntele Rece	sienit alcalin purificat de la Ditrău
	dozări %			
SiO_2	48,60	99,38	66,78	60,27
Al_2O_3	36,69	0,48	18,24	22,86
Fe_2O_3	1,03	0,09	0,06	0,20
CaO	—	—	0,50	0,82
MgO	—	—	—	0,21
$K_2O + Na_2O$	1,42	0,30	14,71	14,13
PC	12,83	0,14	0,18	0,77
Suma	100,57	100,39	100,47	99,76

Tabelul nr. 12

Compoziția maselor de porțelan studiate experimental

Masa	Caolin Cetlice — c	Nisip Miorcani n	Feldspat Muntele Rece — f	Sienit alcalin Ditrău — s
A	53	23	24	0
B	53	23	18	6
C	53	23	12	12
D	53	23	6	18
E	53	23	0	24

Corpurile de probe confecționate din cele cinci mase, după ardere, au fost supuse unor serii de încercări fizice și observații microscopice, pentru a putea face considerații de comportare și structură, care să ilustreze avantajele folosirii sienitului alcalin cu nefelin de la Ditrău la fabricarea porțelanului și, prin extindere, la fabricarea tuturor sortimentelor de produse ceramice.

Valorile obținute pentru capacitatea absorbției de apă la diverse temperaturi sînt trecute în tabelul nr. 13.

Cu aceste valori am reprezentat grafic dependența capacității absorbției de apă față de temperatura de ardere pentru masele studiate (fig. 6).

Tabelul nr. 13

Capacitatea de absorbţie a apei (%) a maselor studiate

Temperatura de ardere (°C)		1 180	1 230	1 280	1 320
Capacitatea de absorbţie a apei (%)	masa A	4,74	1,40	0,50	0,15
	masa B	3,40	1,14	0,14	0,11
	masa C	3,75	1,07	0,16	0,11
	masa D	3,55	0,98	0,10	0,36
	masa E	2,44	0,83	0,15	0,84

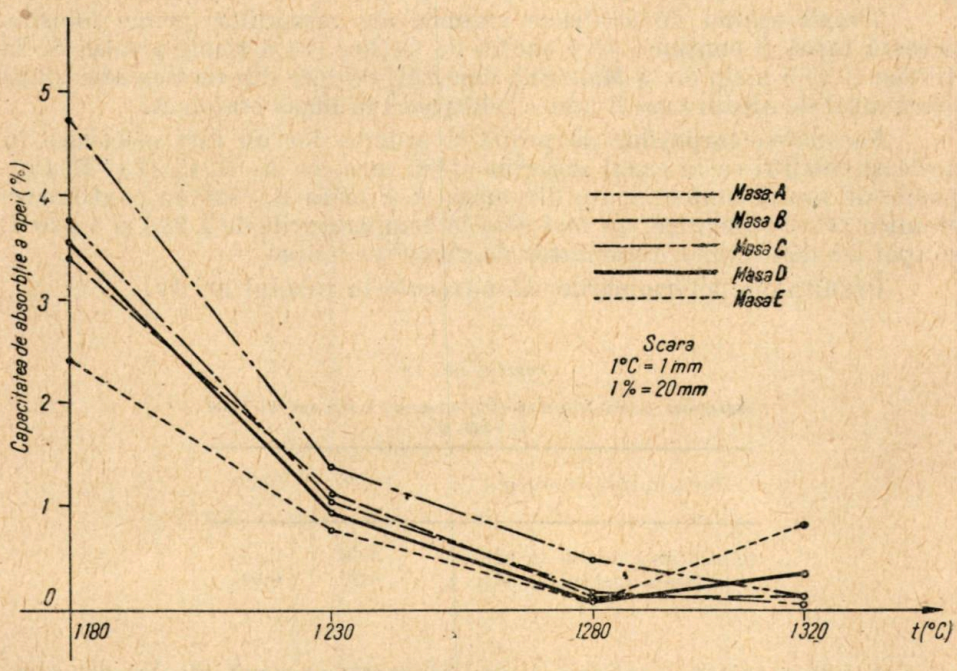


Fig. 6. — Capacitatea de absorbţie a apei în funcţie de temperatura de ardere a maselor experimentate.

Din graficul figurii 6 se observă că temperatura optimă de maturizare pentru masele cu sienit alcalin este cu circa 40 °C mai coborîtă decît pentru masa etalon. Temperaturi de ardere mai mari de 1 280°C au efect negativ pentru masele D şi E, manifestat prin creşterea capacităţii de absorbţie a apei.

În diagrama din figura 6 se observă că începînd de la temperatura de 1 280 °C alura curbelor pentru masele D şi E se schimbă, absorbţia creşte, în timp ce pentru masa etalon A capacitatea de absorbţie continuă să scadă, ajungînd practic neglijabilă la temperatura de 1 320 °C. De aici se poate trage concluzia că masele cu sienit nefelinic se maturizează cu circa 40 °C mai jos decît masa pe bază de feldspat.

Concluzia ar putea fi criticată, ridicîndu-se obiecții în privința modului în care s-a făcut substituirea feldspatului prin sienit alcalin.

Substituirea s-a făcut în „părți de substanță" neținîndu-se seama de schimbările ce intervin în conținuturile chimice oxidice ale maselor respective, deoarece compoziția chimică a feldspatului folosit nu diferă sensibil de cea a sienitului alcalin cu nefelin de la Ditrău (tabelul nr. 11).

Pentru a răspunde acestei obiecții și pentru a fundamenta științific avantajele ce decurg din folosirea sienitului alcalin ca înlocuitor al feldspatului la fabricarea porțelanului, am preparat o masă cu sienit alcalin (masa S) care să aibă compoziția chimică practic identică cu masa etalon A.

Ținînd seama de analizele chimice ale materiilor prime folosite, această masă S conține : 49,7 caolin de Cetlice, 24,8 sienit alcalin de la Ditrău și 25,5 nisip de la Miorcani, cantități reieșite din recalcularea după conținutul de alcalii care îl aduce feldspatul în masa etalon A.

Fasonarea corpurilor de probă și arderea lor au fost efectuate în aceleași condiții ca în cazul experimentării maselor A, B, C, D și E. Corpurile de probă confecționate din masa A și masa S, care au conținuturi chimice practic identice, au fost arse la temperaturile de 1 280 și 1 320 °C și apoi s-a determinat capacitatea de absorbție a apei.

Rezultatele determinărilor sînt trecute în tabelul nr. 14.

Tabelul nr. 14

Capacitatea de absorbție a apei (%) a maselor A și S arse la 1 280 și 1 320° C

Temperatura de ardere (°C)		1 280	1 320
Capacitatea de absorbție a apei (%)	masa A	0,50	0,10
	masa S	0,20	0,50

Aceste rezultate confirmă faptul că masa cu sienit alcalin are temperatura de maturizare cu circa 40 °C mai jos decît masa etalon A, arse în aceleași condiții, cum și faptul că temperatura de 1 320 °C, la care absorbția masei pe bază de feldspat (masa A) devine neglijabilă, are efect negativ asupra masei S (cu sienit alcalin) — de compoziție chimică practic identică cu masa A — manifestat prin creșterea valorii capacității de absorbție a apei, în cazul masei S.

Rezultatele obținute la determinarea greutății specifice nu ne-au condus la o relație clară între această proprietate și compoziția maselor studiate. Totuși, se schițează o corelație între temperatura de ardere și greutatea specifică în sensul că, pentru una și aceeași masă, greutatea specifică scade o dată cu creșterea temperaturii de ardere. Valorile obținute la determinarea greutății specifice pentru cîteva din masele studiate sînt trecute în tabelul nr. 15.

Tabelul nr. 15

Greutatea specifică (g/cm³) a maselor studiate arse la diferite temperaturi

Temperatura de ardere (°C)		1 180	1 230	1 280	1 320
Greutatea specifică	masa A	2,55	2,54	2,54	2,51
	masa B	—	—	—	—
	masa C	2,55	—	2,53	2,50
	masa D	—	2,51	2,52	2,51
	masa E	2,57	2,52	2,50	2,49

Masele studiate în care feldspatul a fost înlocuit cu sienit alcalin pînă la substituție totală, le-am cercetat la microscop în secțiuni subțiri cu scopul de a evidenția prin acest mijloc efectele pe care le produce sienitul alcalin asupra structurii porțelanului, a gradului de mullitizare și a cantității de cuarț nereacționat, în comparație cu porțelanul pe bază de feldspat.

Privite la microscop, probele arse la temperatura de 1 180 °C prezintă o masă fundamentală izotropă în care se observă o mullitizare incipientă, cea mai mare parte a cuarțului este nereacționat, iar porii sînt foarte frecvenți, în afară de proba E, la care numărul porilor este redus la jumătate față de proba A, ceea ce imprimă masei un aspect mai compact.

La temperatura de 1 230 °C, cele cinci probe prezintă aspecte asemănătoare, fiind alcătuite dintr-o masă fundamentală vitroasă în care se observă cristale fine, aciculare de mullit și cuarț relict în cantitate apreciabilă (circa 20% din masa secțiunii).

Probele arse la 1 280 °C prezintă imagini micrsocopice deosebite în ceea ce privește gradul de mullitizare, cantitatea de cuarț relict și numărul porilor. Astfel, proba A este alcătuită dintr-o masă fundamentală izotropă străbătută de cristale aciculare de mullit avînd dimensiuni de maximum 20 μ și formînd rar aglomerații locale ; în jurul granulelor de cuarț nereacționat se observă o coroană de reacție foarte redusă, unele fragmente prezentînd numai o ușoară rotunjire a contururilor. Proporția de cuarț nereacționat se apreciază la circa 15% din masa secțiunii. Probele B și C prezintă o mullitizare ceva mai avansată în timp ce probele D și E prezintă o masă fundamentală vitroasă în care se observă o țesătură de ace de mullit, adesea cu dezvoltări insulare, în care cristalele sînt mari, au dimensiuni de 25—30 μ. Cuarțul neintrat în reacție (circa 10% din masa secțiunii), prin topirea părților periferice, apare izotrop marginal pe o adîncime de maximum 4 μ, deosebindu-se o sticlă cu indice de refracție mai mic decît al sticlei din masa fundamentală. Mullitul este foarte bine dezvoltat în pseudomorfoze după nefelin. Structura este omogenă.

La temperatura de 1 320 °C probele prezintă în general aspecte asemănătoare, fiind bine mullitizate, avînd cristalele de mullit și cuarț relict uniform repartizate în masa fundamentală izotropă. La proba E, deși cristalele de mullit dezvoltat abundent și uniform și celelalte componente minerale sînt repartizate uniform în masa vitroasă, structura apare „umflată" sau afînată, aspect imprimat de prezența importantă

a porilor de formă circulară sau neregulată, dispersați în întreaga masă. Acest aspect microscopic se reflectă în cel macroscopic prin aceea că proba E prezintă umflături fine superficiale — aspect de supraardere (pl. I—IV).

S-a încercat a se găsi o explicație mullitizării mai intense ce are loc în masele cu sienit alcalin față de masele cu feldspat în cadrul aceleiași temperaturi, faptul că masa cu sienit alcalin are însușiri fizice mai bune decît masa similară cu feldspat la aceeași temperatură și motivul pentru care masele cu sienit alcalin au temperatura de maturizare cu circa 40°C mai jos decît masele similare cu feldspat.

Studiul proceselor care au loc la arderea porțelanului a constituit obiectul multor cercetări. Pe baza numeroaselor lucrări ale cercetătorilor de specialitate (Baikov, Vernadski, Beliankin, Lapin etc.) s-a adunat un bogat material experimental care caută să aducă lămuriri în problema structurii porțelanului. În timpul arderii unei mase de porțelan, fabricat pe baza unui anumit amestec de caolin-feldspat-cuarț, are loc acțiunea reciprocă a acestora, la început în domeniul temperaturilor joase, ca urmare a reacției în faza solidă și apoi la temperaturi înalte (peste 1 100°C) cu participarea fazei lichide. Esența acestor transformări constă în următoarele :

—procesul de descompunere a mineralelor componenților are loc la temperaturi relativ joase și este însoțit de degajare de vapori de apă ; în această perioadă se produc modificările intramoleculare ale caolinitului și transformările polimorfe ale SiO_2 și Al_2O_3 ;

—principalele procese de formare a porțelanului au loc însă într-un domeniu de temperaturi mai înalte, numai după apariția fazei lichide, formarea acesteia fiind condiționată de temperatura de topire a feldspatului (7), (8).

Acțiunea reciprocă între produsul rezultat din transformarea intramoleculară a caolinitului, cuarț și feldspat, pe baza concepțiilor moderne asupra reacțiilor chimice în fază solidă, poate fi considerată că are loc înainte de apariția fazei lichide (7), (8). Toate aceste procese sînt intens legate de mullitizarea produsului, căreia i se acordă o deosebită importanță în tehnologia ceramică.

Studiul mullitizării ridică o serie de probleme asupra cărora părerile sînt împărțite (7), (8). Dintre acestea, originea formării mullitului este mult discutată. Unii autori consideră că formarea mullitului are loc fie ca urmare a modificărilor caolinitului, fie datorită cristalizării masei topite de alumosilicați. Pe baza numeroaselor observații asupra structurii microscopice a porțelanului se poate considera că sursa principală de formare a mullitului o constituie produsul de descompunere a caolinitului. Critica acestei păreri arată însă că, în absența fazei lichide (la temperaturi de ardere sub 1 100°C), cristalele de mullit, formate în urma proceselor intramoleculare, se găsesc în stare embrionară și au dimensiuni atît de mici încît se identifică foarte greu. Creșterea cristalelor este favorizată de apariția fazei lichide și acest mod de a vedea explică formarea de cristale de mullit mai mari în masele de porțelan la temperaturi ridicate.

Alți cercetători consideră că mullitul se formează nu numai ca urmare a modificărilor intramoleculare ale caolinitului; ei presupun că mullitul poate recristaliza din masa topită de feldspat (7).

Clarificarea completă a acestei probleme nu se poate obține decît prin studiul masei de feldspat pur topit și răcit. Printr-un astfel de studiu mulți autori au stabilit că în asemenea condiții nu se formează mullit. Prezența cristalelor de mullit la limitele granulelor de feldspat, stabilită în multe descrieri de structuri microscopice a porțelanului, se explică cel mai probabil prin difuziunea produselor provenite din descompunerea caolinitului în masa topită de feldspat (7).

În lumina acestor cercetări am căutat a găsi o explicație formării cristalelor de mullit mai mari și mai abundent în masele de porțelan fabricate cu sienit alcalin în comparație cu cele fabricate cu feldspat, arse la aceeași temperatură.

Am încălzit în cuptorul electric la 1 200°C, cu menținere izotermică finală de 2 ore, cristale de nefelin, recoltate dintr-o rocă de facies pegmatitic în condiții optime de puritate. Controlul purității l-am făcut la lupă și la microscop. Concomitent am încălzit în aceleași condiții cristale de feldspat potasic pur. După răcire ambele probe au fost observate la microscop. Cristalele de nefelin prezintă o intensă mullitizare superficială, acele de mullit formează o structură reticulară, pîsloasă în nefelin, atingînd dimensiuni de 50—60 μ. Indicele de refracție al nefelinului înainte de încălzire este 1,53—1,54, după încălzire are valoarea de $\sim$ 1,525.

Feldspatul potasic după tratament termic arată în preparat microscopic fragmente izotrope cu indice de refracție mai mic decît înainte de tratament. Acest fapt confirmă comportarea feldspatului K la încălzire la temperaturi ridicate (35).

Rezultatele acestei cercetări mineralogice ne-au condus la observația că, prin încălzire la 1 200°C — în condițiile menționate —, nefelinul suferă o mullitizare suficient de intensă, fapt pus în evidență și în secțiunile subțiri ale probelor de porțelan cu sienit alcalin, în care se observă frecvent pseudomorfoze de mullit după nefelin (pl. II, fig. 14).

În afară de existența eutecticului favorabil formării fazei lichide la o temperatură de ardere mai coborîtă în produsele de porțelan cu sienit alcalin cu nefelin, ceea ce contribuie la maturizarea mai precoce, respectiv la mullitizarea mai intensă față de produsele similare pe bază de feldspat în cadrul aceleiași temperaturi, este comportarea nefelinului în condițiile arătate, respectiv capacitatea de a se mullitiza.

Din datele de literatură reiese că nefelinul natural are compoziția chimică sensibil diferită de cea teoretică. În tabelul nr. 16 sînt trecute cîteva analize chimice ale nefelinului de la Ditrău (58) în comparație cu compoziția chimică teoretică.

Din analizele mai noi, pentru nefelinul de la Ditrău s-a calculat următoarea formulă:

N 1 $[Si_{25,08}Al_{22,86}O_{96}]$ $[Na_{18,4}\ K_{4,66}]$

N 2 $[Si_{25,08}A_{22,62}O_{96}]$ $[Na_{17,85}\ K_{4,00}]$.

Din aceste formule reiese că nefelinul de la Ditrău conține un exces de silice și un deficit de alcalii.

Tabelul nr. 16

Compoziția chimică a nefelinelor naturale

Oxizi	N 1	N 2	N 3	N 4	N 5	Nefelin teoretic
SiO_2	42,64	43,96	45,25	43,20	52,71	42,29
TiO_2	0,04	—	—	—	—	
Al_2O_3	32,99	33,01	29,41	31,00	27,64	35,89
Fe_2O_3	0,41	0,87	urme	—	urme	
MgO	—	—	urme	0,48	0,06	
CaO	0,30	—	1,69	1,10	1,79	
Na_2O	16,17	15,84	14,36	22,23	11,22	21,82
K_2O	6,22	5,39	6,84		4,85	
H_2O	1,10	0,67	2,11	1,99	0,94	
Suma	99,87	99,74	99,66	100,00	99,21	

Notă. N 1 = Nefelin, analist I. Morozewicz (1928), probă prelevată din șoseaua Ditrău – Tulgheș, km 5,630, septembrie 1927.
N 2 = Nefelin, analist B. Mauritz (1910), material proaspăt conține ceva egirin.
N 3 = Nefelin, analist Fr. Koch (1880).
N 4 = Nefelin, analist A. Koch (1877), alcaliile date prin diferență.
N 5 = Nefelin, analist A. Fellner (1867), din sienit nefelinic (miascit).

Prin încălzire la 1 200 °C este posibil să se producă o mică pierdere de alcalii, prin volatilizare, așa cum este cunoscut din literatură, ceea ce ar explica apariția mullitului, conform unei reacții de felul :

$$6\ NaAl\ SiO_4 \rightarrow 3Al_2O_3\ 2SiO_2 + 4SiO_2 + 3\,Na_2O,$$

în care excesul de SiO_2 rămîne eventual integrat în rețeaua nefelinului sau liber, neobservabil, împreună cu mullitul care devine, datorită proprietăților sale optice, ușor de detectat. În cazul unei mase complexe cu caolin, cum este masa de porțelan, este posibilă atît o pierdere a alcaliilor din sistem, cît și o reacție a acestora cu caolinul prezent în masă. Fenomenul nu a făcut însă obiectul cercetărilor noastre și nu a fost urmărit mai îndeaproape. Din literatura de specialitate reiese că feldspatul nu prezintă o asemenea comportare (35).

★

O altă preocupare a noastră a fost modificarea rețetei maselor cu compensarea teoretică a compoziției chimice. Faptul că sienitul alcalin cu nefelin conține mai multă alumină și mai puțină silice decît feldspatul folosit curent ne-a sugerat posibilitatea de recalculare a compoziției masei de porțelan în cazul înlocuirii totale a feldspatului cu sienit alcalin, introducînd în amestec o cantitate mai mică de caolin și o cantitate sporită de nisip și sienit alcalin, cu scopul de a realiza proporția teoretică de oxizi care stă la baza rețetei de fabricare a porțelanului de izolatori electrici indigeni.

Pe această linie am preparat o masă alcătuită din 40% caolin de Cetlice, 30% nisip de la Miorcani și 30% sienit alcalin gnaisic purificat și paralel cu aceasta o masă etalon în care sienitul a fost înlocuit integral prin feldspat, pentru studii comparative. Corpurile de probă au fost fasonate în aceleași condiții de umiditate și presiune ca în cazul maselor studiate anterior. Pentru încercările de rezistență mecanică la încovoiere statică am fasonat corpuri de probă paralelipipedice de $90 \times 18 \times 5$ mm. Arderile au fost de asemenea efectuate în cuptor electric la 3 temperaturi diferite într-un interval de 8 ore cu încălzire izotermică finală, iar în cazul unei aceleiași temperaturi am variat durata încălzirii izotermice, pentru a arăta influența temperaturii de ardere cum și importanța menținerii palierului în domeniile temperaturilor de ardere finale asupra structurii porțelanului, respectiv asupra calităților sale tehnice.

Dăm mai jos rezultatele capacității de absorbție a apei pentru masele F (40 caolin + 30 nisip + 30 feldspat) și P (40 caolin + 30 nisip + 30 sienit) la diferite temperaturi. În tabelul nr. 17 sînt înscrise valorile absorbției de apă determinate experimental, iar în figura 7 este reprezen-

Tabelul nr. 17

Capacitatea de absorbție a apei (%) pentru masele F și P

Temperatura de ardere (°C)		1 200	1 240	1 280
Capacitatea de absorbție a apei (%)	masa F	3,70	1,14	0,40
	masa P	1,67	0,30	0,60

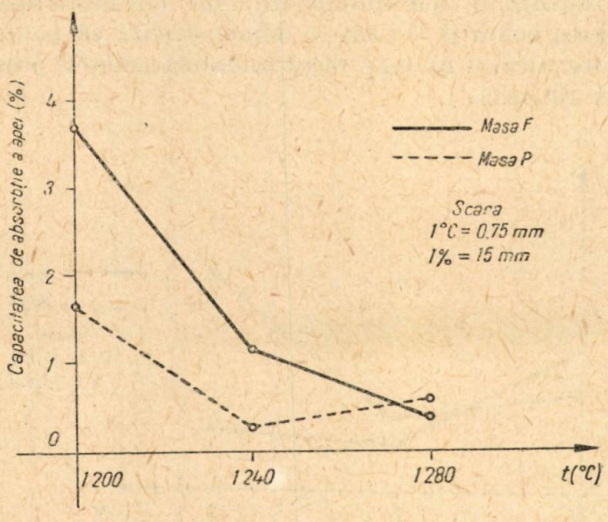


Fig. 7. — Capacitatea de absorbție a apei în funcție de temperatura de ardere a maselor F și P.

tată grafic dependența capacității de absorbție a apei în funcție de temperatura de ardere a maselor F și P. Masa cu sienit alcalin cu nefelin arsă la 1 200 °C are mai puțin de jumătate din capacitatea de absorbție a masei cu feldspat arsă la aceeași temperatură. De asemenea, masa cu sienit alcalin are absorbția neglijabilă cu circa 40 °C mai jos decît masa feldspatică. Peste 1 240 °C masa P arată tendința de umflare, aspect de supraardere care se reflectă în valoarea crescută a absorbției de apă de la 1 280 °C.

În tabelul nr. 18 sînt trecute valorile obținute la determinarea absorbției de apă pentru masele F și P în funcție de durata de ardere la temperatura de 1 280 °C, iar figura 8 reprezintă grafic capacitatea de ab-

Tabelul nr. 18

Capacitatea de absorbție a apei (%) a maselor F și P în funcție de durata de ardere la temperatura de 180°C

Durata de ardere (ore)		1	2	3
Capacitatea de absorbție a apei (%)	masa F	1,15	0,40	0,50
	masa P	0,80	0,60	1,80

sorbție de apă în funcție de durata de ardere (°C). Din graficul acestei figuri reiese că masa cu sienit alcalin la o durată de ardere de 3 ore la 1 280 °C are absorbția de apă aproape de 4 ori mai mare decît masa feldspatică în aceleași condiții — ceea ce demonstrează că pentru porțelanul cu bază de sienit alcalin nu este recomandabilă arderea prea îndelungată la temperatură ridicată.

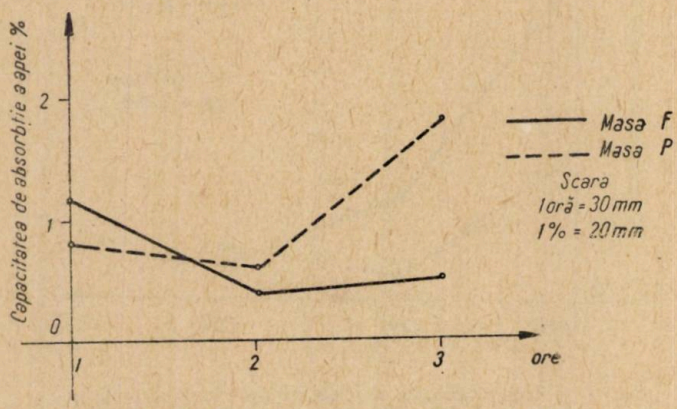


Fig. 8. — Capacitatea de absorpție a apei pentru masele F și P în funcție de durata de ardere la temperatura de 1 280°C.

Tabelul nr. 19 înscrie valorile obținute în urma încercării de rezistență mecanică la încovoiere statică în funcție de temperatura de ardere a maselor F și P, iar figura 9 reprezintă grafic variația rezistenței mecanice la încovoiere în funcție de temperatura de ardere a maselor F și P.

Și pentru această proprietate temperatura de 1 280 °C are efect negativ asupra probei de porțelan cu sienit alcalin prin scăderea rezistenței la încovoiere, în schimb rezistența la încovoiere a aceleiași mase arse la 1 240 °C este practic egală cu a masei feldspatice arse la 1 280 °C.

Tabelul nr. 19

Rezistența mecanică la încovoiere (kg/cm²) a maselor F și P

Temperatura de ardere (°C)		1 200	1 240	1 280
Rezistența mecanică la încovoiere (kg/cm²)	masa F	490	490	550
	masa P	550	555	494

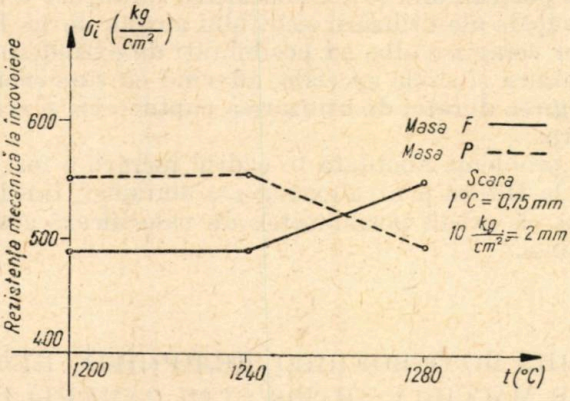


Fig. 9. — Rezistența mecanică la încovoiere (σ_i) în funcție de temperatura de ardere a maselor F și P.

CONCLUZII

Studiul posibilităților de înlocuire a feldspatului de la Muntele Rece cu sienit alcalin cu nefelin de la Ditrău, în mase de porțelan, conduce la următoarele concluzii :

— Sienitul alcalin cu nefelin, așa cum a rezultat din analizele chimice efectuate, are în stare brută un conținut de 2,67 % Fe_2O_3. După o prealabilă îndepărtare a mineralelor melanocrate printr-o metodă simplă se obține un material cu un conținut de Fe_2O_3 sub 0,3 % și o compoziție practic constantă, condiție care face să poată fi folosit cu succes drept

înlocuitor al feldspatului de la Muntele Rece, în mase de porțelan, obținîndu-se produse cu calități asemănătoare, chiar ameliorate.

— Folosirea sienitului alcalin de la Ditrău în mase de porțelan produce coborîrea temperaturii de maturizare cu circa 40 °C față de porțelanul obișnuit pe bază de feldspat, obținîndu-se pe această cale un porțelan asemănător cu acesta. Coborîrea temperaturii de maturizare are drept consecință realizarea de economii de combustibil, creînd astfel un proces avantajos în fabricarea porțelanului.

— Folosirea sienitului alcalin de la Ditrău în mase de porțelan produce creșterea gradului de mullitizare, creșterea rezistenței mecanice și scăderea absorbției de apă.

— Sienitul alcalin avînd o cantitate însemnată de Al_2O_3 și alcalii și topindu-se mai ușor, îl fac un bun înlocuitor al materiei prime folosite pentru cuptoarele de topit sticlă specială aluminoasă, care are (în mod obișnuit) o viscozitate mare și temperatură de topire ridicată.

— Pe lîngă faptul că sienitele alcaline cu nefelin de la Ditrău constituie o masă de rezerve foarte mari de materie primă, ceea ce rezolvă problema înlocuirii feldspatului potasic în industria ceramică din țara noastră, combinarea unui ciclu de ardere rapid, cu coborîrea temperaturii de maturizare a porțelanului și îmbunătățirea calităților tehnice constituie avantajele principale ale utilizării sienitului alcalin de la Ditrău în fabricarea produselor ceramice albe cu posibilități de extindere în toată gama de produse ceramice și sticle speciale, aducînd cu sine economie de combustibil, prelungirea duratei de utilizare a cuptoarelor și creșterea productivității acestora.

— O altă problemă abordată în cadrul lucrării a fost folosirea sienitului alcalin de la Ditrău pentru extragerea aluminei. Din încercările efectuate a rezultat că există posibilitatea de valorificare a acestuia pentru obținerea aluminei.

ИССЛЕДОВАНИЯ ПО ОСВОЕНИЮ ЩЕЛОЧНЫХ НЕФЕЛИНОВЫХ СИЕНИТОВ МАССИВА ДИТРЭУ ДЛЯ ЗАМЕНЫ ПОЛЕВЫХ ШПАТОВ В КЕРАМИЧЕСКОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ

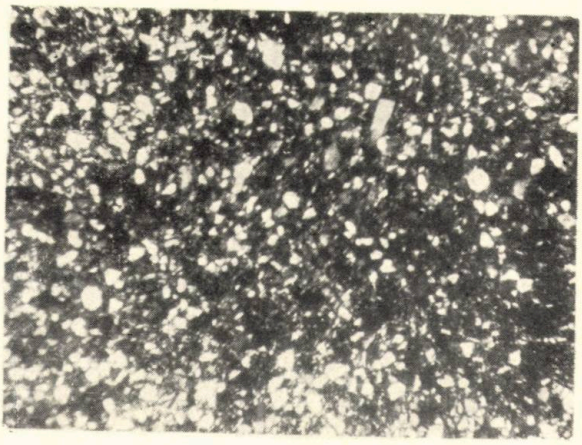
РЕЗЮМЕ

Вработе рассматриваются возможности использования щелочных сиенитов массива Дитрэу и, в частности, вопрос освоения его для получения нового сырья могущего заменить полевой шпат, в области керамической и стекольной промышленности.

В первой части дается геологическое и петрографическое описание района Дитрэу, в котором развиты массивы щелочных пород, представленные в основном щелочными сиенитами.

Во второй части работ дается детальное описание проведенных исследований и связанных с ними вопросов и выводов.

Fig. 10. — Masa D nearsă (N + ; 50 ×).



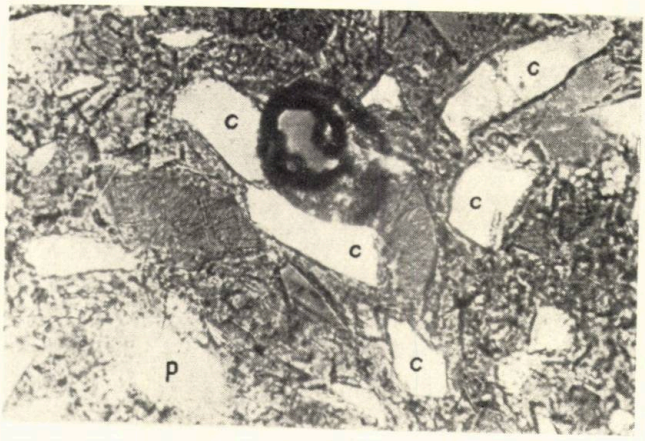


Fig. 11. — Masa A arsă la 1 180°C (N+ ; 240 ×).

c, Cristale de cuarț cu contururi neregulate, aschioase, neintrat în reacție ; *p*, pori.

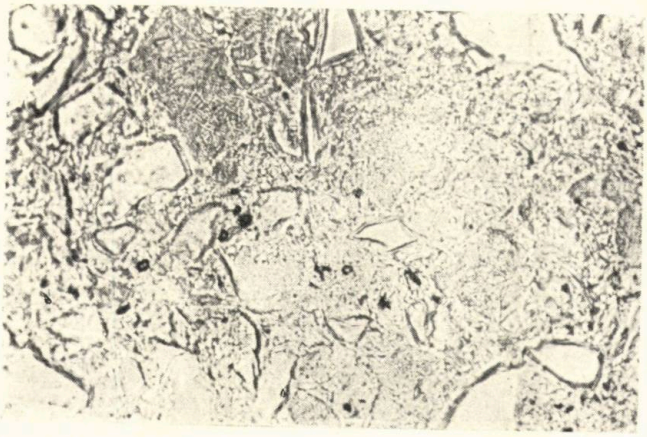


Fig. 12. — Masa E arsă la 1 180°C (N ∥ ; 240 ×).

Flg. 13. — Masa A arsă la 1 230°C (N ‖ ; 240 ×).

c, Cristale de cuarț; *m*, cristale fine aciculare de mulliți.

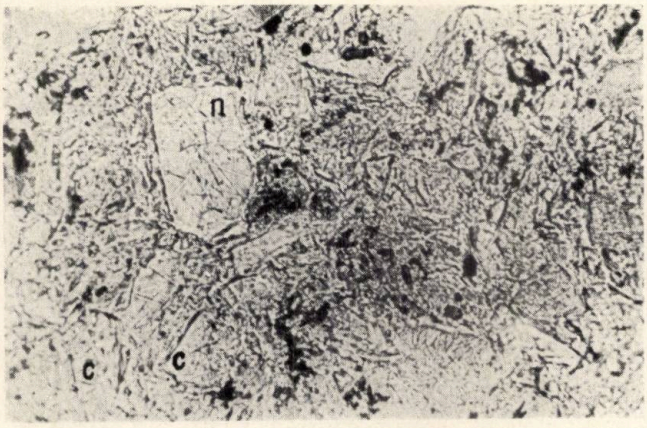


Fig. 14. — Masa E arsă la 1 230°C (N ‖ ; 240 ×).

n, Cristale de nefelin mullitizat; *c*, cristale de cuarț relict având contururi rotunjite.

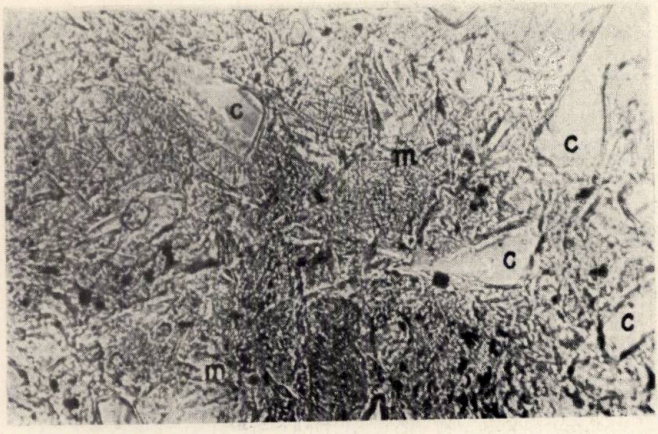


Fig. 15. — Masa D arsă la 1 280°C (N ‖ ; 240 ×).

c, Cristale de cuarț izotropizat marginal; *m*, mullit dezvoltat abundent.

Fig. 16. — Masa E arsă la 1 280°C (N ‖ ; 240 ×).

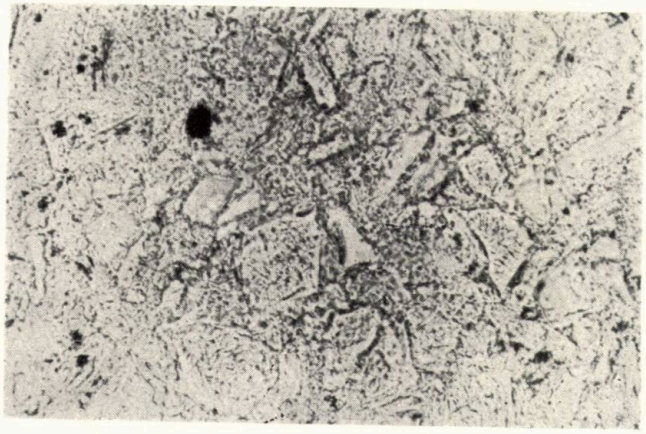


Fig. 17. — Masa A arsă la 1 320°C (N ‖ ; 240 ×).

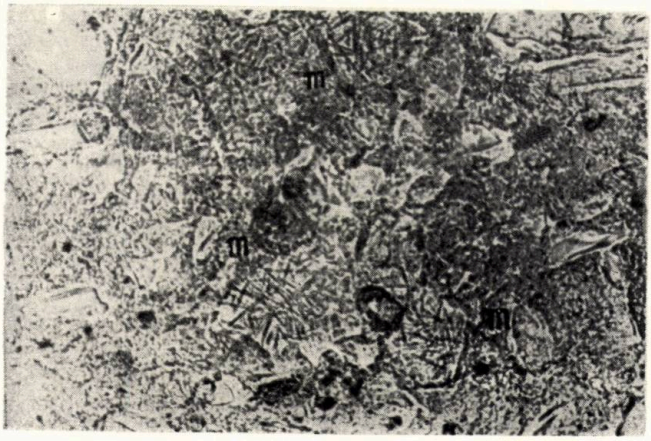


Fig. 18. — Masa C arsă la 1 320°C (N ‖ ; 240 ×).

m, Cristale aciculare de mullit abundent dezvoltate în întreaga masă.

Fig. 19. — Masa D arsă la 1 320°C (N ‖ ; 240 ×).
n, Pseudomorfoză de mullit după nefelin; *p*, pori.

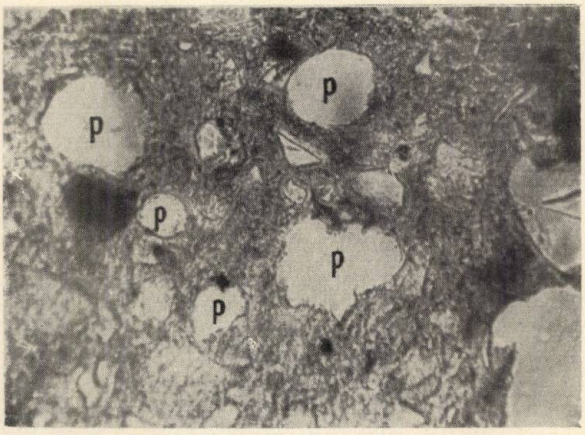


Fig. 20. — Masa E arsă la 1 320°C (N ‖ ; 240 ×).
p, Pori circulari și neregulați, răspîndiți în masa fundamentală mullitică.

LEGENDA

- Aluviuni
- Conuri de dejecție
- Coluvii și diluvii
- t — Terase
- p — Depozite pliocene
- Cinerite și aglomerate andezitice
- Aglomerate andezitice
- Brecii vulcanice andezitice
- S — Sienite mărunte
- Roci granitoide
- Sienite cu textură masivă vag orientată
- Sienite gnaisice
- Sienite cu pseudomorfoze după nefelin
- Sienite nefelinice pegmatoide
- Sienite nefelinice gnaisice
- Diorite biotitice nodulare
- Diorite gnaisice cu șlire melanocrate
- Diorite gnaisice
- Roci hornblendice
- Șisturi cristaline
- Roci porfirogene
- Șisturi cristaline feldspatizate
- Corneene

SECȚIUNE GEOLOGICĂ PRIN PARTEA CENTRALĂ A MASIVULUI ALCALIN DE LA DITRĂU

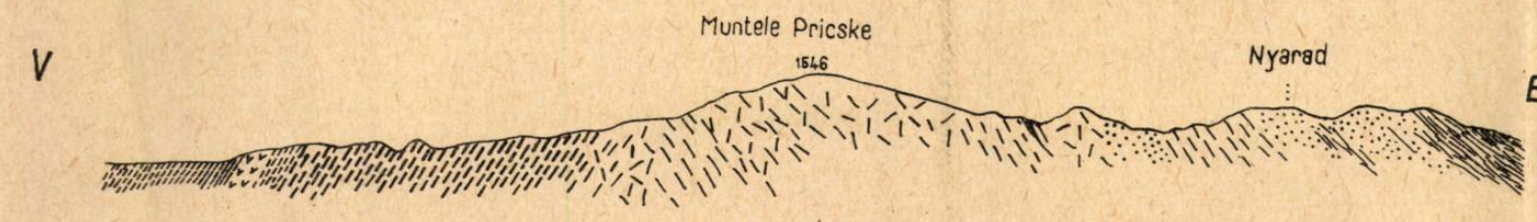


Fig. 21 — Harta geologică structurală a masivului alcalin de la Ditrău (partea centrală a masivului) după Al. Codarcea, M. Dessila-Codarcea și V. Ianovici). Scara 1:50 000.

В теме работ предусмотрено два задания:

— изучение средств получения из сиенитовых пород с гнейсовой текстурой и содержанием 2,67% Fe_2O_3 сырья с содержанием до 0,3% Fe_2O_3 и выдержанным химическим составом, и

— использование полученного материала для частичной или полной замены полевого шпата в фарфоровой массе.

При изучении возможностей освоения сиенитов, учитывались химический и минералогический состав щелочных сиенитов.

Минералогическими исследованиями в составе породы удалось выявить светлые минералы (щелочные полевые шпаты и нефелин), слагающие основную массу породы, вместе с (8—10%) темноцветными минералами (роговую обманку, черную слюду и магнетит), составляющий 8—10% в породе.

При петрографическом исследовании этих пород, на основании структурных и текстурных характеристик, выделяется 3 категории пород:

— категория А — породы пегматитовой фации,

— категория В — породы с массивной текстурой, и

— категория С — породы с гнейсовой текстурой (наиболее распространенные).

При изучении химического состава этих трех категорий пород, предварительно были выполнены количественные минералогические определения, по специальному методу, основанному на свойстве нефелина коагулировать с HCl.

В результате выполненных определений намечается возможность использования щелочных нефелиновых сиенитов в двух направлениях:

— в алюминиевой промышленности (извлечение Al_2O_3),

— в керамической промышленности для замены полевых шпатов.

В результате исследований в области извлечения алюминия установлено, что в щелочных нефелиновых сиенитах Al приурочен к алюмосиликатам (полевым шпатам, нефелину), что значительно облегчает технологический процесс, т.к. в таком случае для извлечения Al_2O_3 не нужна фаза извлечения гидроокислов железа и алюминия, создающая большие затруднения при извлечении Al_2O_3 из обычно используемого естественного сырья. Опытное извлечение Al_2O_3 проводилось двумя различными способами, давшими хорошие результаты.

Первый метод, основанный на химическом свойстве нефелина коагулировать в кислой среде, дал хорошие результаты в количественном отношении. В статье приводятся цифровые данные в связи с извлечением и гранулометрическим составом материала.

Второй метод извлечения Al_2O_3 заимствован из советской практики по синтеризации нефелинового концентрата, получаемого при обогащении апатито-нефелиновых пород.

При комплексной обработке нефелиновых сиенитов методом синтеризации, извлекается Al_2O_3 и побочные продукты как карбонаты NaK и нефелиновый шлам, перерабатывающийся затем для изготовления портландского цемента. Проведенные автором исследования ограничи-

вались извлечением Al_2O_3 методом синтеризации гнейсовых щелочных сиенитов.

При изучении возможностей использования щелочного сиенита в керамической и стекольной промышленности, приводится целый ряд различных методов очистки (флотационные, магнитные). В результате тщательного и всестороннего изучения различных параметров, выработана технология очистки щелочного нефелинового сиенита при помощи электромагнитного сепаратора. Из сырой породы с содержанием 2,67% Fe_2O_3 был получен материал с содержанием до 0,3% Fe_2O_3 и выходом свыше 70% лейкократового материала из сырой породы.

На основании теоретических и практических данных об изготовлении керамических фарфоровых масс, была выбрана стандартная фарфоровая масса в 50% каолин—25% полевой шпат—25% кварц, с постепенной заменой полевого шпата щелочным нефелиновым сиенитом до полной его замены.

Пробы, изготовленные из исследованных масс, после обжига в различных температурных условиях были подвержены физическим испытаниям и изучались под микроскопом с целью проверки их структуры и поведения, а так же оценки возможностей применения щелочных сиенитов Дитрэу для изготовления фарфора и вообще керамической продукции. В статье приводится целый ряд диаграмм и графический материал для наглядного представления о поведении исследованных масс и определения главных их характеристик: абсорбционной способности, удельного веса, механического сопротивления на изгиб и микроструктуры, играющей большую роль для качественного определения керамических масс.

Изучение динамики образования миллита, т.е. минерала, придающего столь ценные свойства фарфору, производилось в лабораторных условиях путем нагревания кристаллов нефелина и полевого шпата.

Кроме этого, исследования производились по линии изучения изменений решетки фарфоровых масс в результате компенсации теоретического химического состава и установления возможности уменьшения дозы каолина за счет увеличения дозы щелочного сиенита и песка для обеспечения теоретической дозы окислов, предусмотренной в рецепте изготовления фарфора для электроизоляторов местного производства.

В результате исследований по замене полевого шпата щелочным нефелином для изготовления керамических масс установлено, что при использовании щелочных сиенитов Дитрэу для изготовления фарфора обеспечивается снижение температуры созревания на около 40°C, по сравнению с обычным фарфором, для изготовления которого используется полевой шпат.

Применение щелочного сиенита для изготовления фарфоровых масс увеличивает степень муллитизации, механическое сопротивление и снижает абсорбционную способность фарфора.

Главными преимуществами использования щелочных нефелиновых сиенитов являются, с одной стороны, огромные запасы минерального сырья в массиве Дитрэу, а с другой стороны, ускорение процесса обжига

при более низкой температуре и с лучшими техническими показателями при изготовлении изделий белого фарфора, а возможно и других керамических изделий и специального стекла; эти преимущества обеспечат большую экономию горючего, позволят продлить срок жизни печей и повысить их производительность.

ОБЪЯСНЕНИЕ РИСУНКОВ

Рис. 1. — Диаграмма трехкомпонентного состава нескольких разновидностей сырья.

Рис. 2. — Треугольная диаграмма с разграничением полей распространения смесей масс тонкой керамики. I — фаянсовая масса; 2 — твердый фарфор; 3 — мягкий фосфор; 4 — зубоврачебный фарфор.

Рис. 3. — Зависимость характеристик фарфора от состава массы.

Рис. 4. — Диаграмма системы $K_2O.Al_2O_34SiO_2$ (лейцит) — SiO_2.

Рис. 5. — Диаграмма системы $Na_2O.Al_2O_3.2SiO_2 - Na_2OAl_2O_36SiO_2$

Рис. 6. — Абсорбционная способность воды в зависимости от температуры сгорания испытываемых масс.

Рис. 7. — Абсорбционная способность воды в зависимости от температуры сгорания масс F и P.

Рис. 8. — Абсорбционная способность воды для масс F и P в зависимости от длительности сгорания при темп. 1280 °C .

Рис. 9. — Механическое сопротивление на изгиб ($б_i$) в зависимости от температуры сгорания масс F и P.

Таблица I

Рис. 10. — Необоженная масса D (ник. + ; 50×).

Рис. 11. — Обожженная масса A при темп. 1180°C (ник. + ; 240 ×). *c*—кристаллы кварца неправильных очертаний, занозистые, не участвующие в реакции; *p* — поры

Рис. 12. — Обожженная при 1180°C масса E (ник. || ; 240 ×).

Таблица II

Рис. 13. — Обожженная при 1 230°C масса A (ник. || ; 240 ×). *c* — кристаллы кварца; *n* — мелкие игольчатые кристаллы муллита.

Рис. 14. — Обожженная при 1230°C масса E (ник. || ; 240×). *n* — кристаллы муллитизированного нефелина; *c* — реликтовые кристаллы кварца сокруглыми очертаниями.

Рис. 15. — Обожженная при 1 280 °C масса (ник || ; 240×). *c*—кристаллы кварца с периферийной изотропностью; *n* — обильно развитый муллит.

Таблица III

Рис. 16. — Обожженная при 1 280°C масса E (ник. || ; 240 ×).

Рис. 17. — Обожженная при 1320°C масса A (ник. || ; 240 ×).

Рис. 18. — Обожженная при 1320°C масса C (ник. || ; 240 ×). *m* — игольчатые кристаллы муллита, хорошо развитые во всей массе.

Таблица IV

Рис. 19. — Обожженная при 1320 °C масса (ник. || ; 240 ×). *n*—псевдоморфозы муллита по нефелину; *p* — поры.

Рис. 20. — Обожженная при 1320°C масса E (ник. || ; 240 ×). *p* — округлой и неправильной формы поры в основной муллитовой массе.

Рис. 21 — Структурная геологическая карта массива щелочных пород района Дитрэу (центральная часть массива) (по А. Кодарча, М. Дессила-Кодарча и В. Яновичу). Масштаб 1 : 50 000.

ÉTUDE DE LA MISE EN VALEUR DES SYÉNITES ALCALINES, NÉPHÉLINIQUES DE DITRĂU POUR REMPLACER LE FELDSPATH DANS L'INDUSTRIE CÉRAMIQUE

RÉSUMÉ

L'auteur indique dans ce travail les possibilités d'utiliser la syénite de Ditrău et s'occupe minutieusement de sa mise en valeur en vue d'obtenir une nouvelle matière première susceptible de remplacer le feldspath dans les industries de la céramique et du verre.

La description géologique et pétrographique de la région de Ditrău, où se trouvent des massifs de roches alcalines contenant d'importantes masses de syénites alcalines, constitue la première partie du travail.

La deuxième partie donne une description minutieuse des considérations et des problèmes concernant les recherches effectuées.

Le thème du travail comportait la résolution de deux problèmes distincts :

— l'étude des moyens permettant d'obtenir à partir de la roche syénitique, à texture gneissique et à teneur de 2,67 % Fe_2O_3, une matière première ne contenant pas plus de 0,3 % Fe_2O_3 et ayant une composition chimique constante, et

— l'utilisation du matériel purifié comme remplaçant, partiel ou total, du feldspath dans les pâtes de porcelaine.

Dans l'appréciation des possibilités de mise en valeur, on a tenu compte de la composition chimique et minéralogique des syénites alcalines.

L'étude minéralogique a fait ressortir la présence des minéraux leucocrates (feldspaths alcalins et néphéline), principaux constituants de la roche, à côté des minéraux mélanocrates (hornblende, mica noir et magnétite), dont la proportion dans la roche est de 8—10 %.

L'étude pétrographique de ces roches permet de les classifier en 3 catégories, d'après la texture de la roche :

catégorie A, roches à faciès pegmatitique ;

catégorie B, roches à texture masive ;

catégorie C, roches à texture gneissique, les plus fréquentes dans la région.

Les déterminations de la composition chimique de ces trois catégories de roches ont été précédées par des déterminations minéralogiques quantitatives au moyen d'une technique spéciale fondée sur la propriété qu'a la néphéline de se transformer en gélatine en présence du HCl.

Le résultat des déterminations a indiqué que les syénites alcalines à néphéline peuvent avoir un double emploi : dans l'industrie de l'aluminium — extraction du Al_2O_3 — et dans l'industrie céramique — comme remplaçant du feldspath.

Les recherches entreprises par l'auteur en vue d'utiliser la syénite alcaline à néphéline dans l'extraction de l'alumine montrent que, par suite du fait que l'Al se trouve dans la roche sous forme d'alumosilicate (feld-

spath, néphéline), le processus technologique de l'extraction de l'alumine est considérablement simplifié par l'élimination de la phase de séparation des hydroxydes de fer et d'aluminium, qui représente une des opérations difficiles dans cette extraction à partir des matières premières naturelles couramment utilisées. On a expérimenté deux procédés distincts permettant d'extraire l'Al_2O_3 de la roche syénitique et les deux ont fourni des résultats satisfaisants.

Le premier procédé utilise la propriété chimique de la néphéline de se transformer en gélatine dans un milieu acide et les résultats confirment que l'extraction est quantitative. Les rendements et les conditions de finesse peuvent être exprimés par des chiffres.

Le second procédé d'extraction de l'alumine a été suggéré par le procédé soviétique de frittage du concentré néphélinique fourni par l'enrichissement des roches appatito-néphéliniques.

L'application du procédé de frittage à la préparation complexe des syénites néphéliniques permet d'obtenir, outre l'Al_2O_3, deux produits secondaires, à savoir des carbonates de NaK et une boue néphélinique, que l'on peut utiliser ultérieurement à la fabrication du ciment de Portland. Les recherches effectuées se sont bornées à l'obtention de l'Al_2O_3 par le frittage de la syénite alcaline gneissique.

Dans le cadre des recherches sur la préparation de la syénite alcaline pour les industries de la céramique et du verre, l'auteur indique plusieurs méthodes de purification (flottation, séparation magnétique). Une étude minutieuse et multilatérale où l'on a fait varier les divers paramètres, a permis d'établir une technologie pour la purification de la syénite néphélinique alcaline, gneissique, au moyen du séparateur électromagnétique. En partant de la roche brute dont la teneur en Fe_2O_3 est de 2,67%, on obtient un matériel dont la teneur en Fe_2O_3 est inférieure à 0,3%, avec un rendement de plus de 70% de matériel leucocrate récupéré de la roche brute.

En vertu de considérations théoriques et pratiques sur la fabrication des pâtes céramiques de porcelaine, on a choisi pour celles-ci une composition standard de 50% kaolin —25% feldspath — 25% quartz, où le feldspath a graduellement été remplacé par la syénite alcaline néphélinique, jusqu'à la substitution totale.

Après cuisson à diverses températures, les pièces exécutées avec les pâtes étudiées ont été soumises à des essais physiques et à des observations microscopiques, afin de pouvoir apprécier leur comportement et leur structure, ce qui a fait ressortir les avantages de l'emploi de la syénite alcaline de Ditrău pour la fabrication de la porcelaine et des produits céramiques en général. Toute une série de diagrammes et de graphiques montrent le comportement des pâtes étudiées, en ce qui concerne leurs principales propriétés : capacité d'absorption de l'eau, poids spécifique, résistance mécanique à la flexion, de même que leur microstructure, qui présente une grande importance dans le cas des pâtes céramiques.

On a démontré et expliqué par des expériences au laboratoire la dynamique de la formation de la mullite —minéral auquel la porcelaine doit

d'importantes propriétés — par le chauffage comparé des cristaux de néphéline et des cristaux de feldspath.

La modification de la recette des pâtes de porcelaine avec compensation de la composition chimique théorique ont constitué une autre préoccupation et ont indiqué la possibilité d'introduire dans le matériel respectif une petite quantité de kaolin, compensée par une quantité plus grande de syénite alcaline et de sable, en vue de réaliser la proportion théorique d'oxydes qui forme la base de la formule de fabrication de la porcelaine pour les isolateurs électriques roumains.

L'utilisation de la syénite alcaline de Ditrău dans la fabrication de la porcelaine permet de diminuer la température de maturation d'environ 40 °C par rapport à celle de la porcelaine ordinaire à base de feldspath ; elle augmente le degré de mullitisation des pâtes ainsi que leur résistance mécanique, tout en diminuant leur capacité d'absorption de l'eau.

La syénite alcaline à néphéline de Ditrău constitue une importante réserve de matière première ; son utilisation dans la poterie blanche permet en outre un cycle de cuisson rapide, combiné avec une diminution de la température de maturation, et l'amélioration des qualités techniques. Ceci entraîne des économies de combustible, prolonge la vie des fours et en augmente la productivité.

EXPLICATION DES FIGURES

Fig. 1. — Représentation de la composition rationnelle de quelques matières premières dans le diagramme des trois composants.

Fig. 2. — Représentation des domaines-limite de mélange des pâtes pour la céramique fine dans le triangle des mélanges. *1*, Faïence ; *2*, porcelaine dure ; *3*, porcelaine tendre ; *4*, porcelaine dentaire.

Fig. 3. — Dépendance des caractéristiques de la porcelaine de la composition de la pâte.

Fig. 4. — Diagramme du système $K_2O.Al_2O_3.4SiO_2$ (leucite) — SiO_2.

Fig. 5. — Diagramme du système $Na_2O.Al_2O_3.2SiO_2$ — $Na_2O.Al_2O_3.6SiO_2$.

Fig. 6. — Capacité d'absorption de l'eau en fonction de la température de cuisson des pâtes expérimentées.

Fig. 7. — Capacité d'absorption de l'eau en fonction de la température de cuisson des pâtes F et P.

Fig. 8. — Capacité d'absorption de l'eau des pâtes F et P en fonction de la durée de cuisson à la température de 1280°C.

Fig. 9. — Résistance mécanique à la flexion (σ_i) en fonction de la température de cuisson des pâtes F et P.

Planche I

Fig. 10. — Pâte D non cuite (N + ; 50 ×).

Fig. 11. — Pâte A cuite à 1180°C (N + ; 240 ×).

c, Cristaux de quartz à contours irréguliers, à aspérités ; *p*, pores.

Fig. 12. — Pâte E cuite à 1180°C (N || ; 240 ×).

Planche II

Fig. 13. — Pâte A cuite à 1230°C (N || ; 240 ×).

c, Cristaux de quartz ; *n*, cristaux fins aciculaires de mullites.

Fig. 14. — Pâte E cuite à 1230°C (N ‖ ; 240 ×).
n, Cristaux de néphéline mullitisée ; *c*, cristaux de quartz relique à contours arrondis.
Fig. 15. — Pâte D cuite à 1280°C (N ‖ ; 240 ×).
c, Cristaux de quartz à isotropie marginale ; *n*, mullite abondamment développée.

Planche III

Fig. 16. — Pâte E cuite à 1280°C (N ‖ ; 240 ×).
Fig. 17. — Pâte A cuite à 1320°C (N ‖ ; 240 ×).
Fig. 18. — Pâte C cuite à 1320°C.
m, Cristaux aciculaires de mullite, abondamment développés dans toute la masse.

Planche IV

Fig. 19. — Pâte D cuite à 1320°C (N ‖ ; 240 ×).
n, Pseudomorphose de mullite succédant à la néphéline ; *p*, pores.
Fig. 20. — Pâte E cuite à 1320°C (N ‖ ; 240 ×).
p, Pores circulaires et irréguliers, dispersés dans la masse mullitique fondamentale.
Fig. 21. — Carte géologique structurale du massif alcalin de Ditrău (partie centrale du massif) d'après Al. Codarcea, M. Dessila Codarcea et V. Ianovici). Echelle 1 : 50 000.

BIBLIOGRAFIE

1. АРАСКЕВИЧ В. М. и НАГИРНЯК Ф. И., *Селекционная флотация. Теория и практика*, Москва, 1948.
2. БАРАШЕНКОВ Г. И., *О влиянии состава полевого шпата на некоторые свойства высоковольтного фарфора*, Труды государственного исследовательского электрокерамического института . Госэнергоиздат, Москва, 1956, ч.I.
3. БЕЛЯЕВ А. И., *Металлургия легких металлов*, Металлургиздат, Москва, 1949.
4. BELOGLAZOV K. F., *Legile procesului de flotație*, I.D.T. trad. din limba rusă.
5. BERWERTH F. M., *Der Elăolithsyenitstock des Piricske bei Gyergyó — Szt — Miklós und Ditró in der Gyergó*, Jahrb. Siebenburg Karpathenver, 1909.
6. ВЕТЕНТІN, *Curs de mineralogie*, Edit. tehnică, București, 1953.
7. БУДНИКОВ П. П. и ГЕВОРКИАН Х. Д., *О диффузионном периоде обжига фарфора*, Стекло и керамика, 1951, *3*.
8. — *Некоторые вопросы теории образования фарфорого черепка*, Журнал прикладной химии, 1951, **XXIV**, *2*.
9. CODARCEA Al., CODARCEA-DESSILA M. şi IANOVICI V., *Structura geologică a masivului de roci alcaline de la Ditrău*, Bul. ştiinţ. Acad. R.P.R., Secţia de geol.-geogr., 1957, **II**, *3—4*.
10. EITHEL W., *The physical chemistry of the silicates*, Chicago, 1954.
11. FELLNER A., *Chemische Untersuchung des Gesteine von Ditró*, Verh. K. K. geol. Reichsanstalt, 1867.
12. — *Untersuchung des Miascites von Ditrópatak, bei Ditró in Ostsiebenbürgen*, Verh. K. K. geol. Reichsanstalt, 1867.
13. FERSMAN A. E., *Geochemische Migration der Elemente*, 1929.
14. ФИШМАН А. С. и СОБОЛЕВ, *Практика обогащения руд цветных и редких металлов*, Москва, 1957.
15. FÖLDVÁRI A. u. PANTO S., *Montangeologische Beobachtungen über Erzvorkommen in Borsa bánya, im Tal der Aranyo Beszterce, in der Umgebung von Gyergyótölagyes und anderen siebenbürgischen Mineralfundorten*, Rel. Ann. Inst. Geol. Publ. Hung., 1941—1942, partea a II-a.
16. — *Report on the Geology and ore deposits of Balánbánya* (*Transylvania*), Rel. Ann. Inst. Geol. Publ. Hung., 1941—1942, partea a II-a.
17. FÖLDVÁRI A., *Age and contact-metamorphic Effects of the Nephelite — Syenite stock of Ditró* (*Transylvania*), Rel. Ann. Inst. Geol. Publ. Hung., 1946.
18. FUNCK W., *Die Rohstoffe der Feinkeramik*, Berlin, 1933.
19. GAUDIN A. M., *Flotation*, Londra, 1957.

20. ГЕРАСИМОВСКИ В. И., *Геохимия и минералогия интрусивов нефелиновых сиенитов* Геохимия, 1956, *5*.
21. GOLDSCHMIDT V. M., *Geochemistry*, Oxford, 1954.
22. HERBICH FRANZ, *Die geologischen Verhältnisse des nordöstlichen Siebenbürgens*, Jahrbuch Ungarn Geol. Anstalt, 1872.
23. — *Das Szekerland*, Jahrbuch Ungarn Geol. Anstalt, 1878.
24. HUBER-PANU I., *Contribution à la théorie de la flotation*, Bull. mathém. Phys., 1933—1934, **V**, *2—3*.
25. * * * *Использование нефелинового сиенита в массах электротехнического фарфора*, Экспересс информация. Силикатные материалы, Москва, 1958, **13**.
26. IANOVICI V., *Etude sur le massif syénitique de Ditrău, région de Jolotca, district de Ciuc (Transylvanie)*, Rev. Muzeului Geol. Mineral. Univ. Cluj, 1933, **IV**, *2*.
27. — *Le granite alcalin provenant de Magasbükk (Făgetul înalt) Ditrău, district de Ciuc (Transylvanie)*, Ann. Sci. Univ. Jassy, 1932.
28. — *Sur les roches andésitiques de Ditrău (Dép. de Ciuc Transylvanie)*, Ann. Sci. Univ. Jassy, 1934.
29. — *Considérations sur la consolidation du massif syénitique de Ditrău en rélation avec la tectonique de la région*, C.R. Acad. Sci. Roum., 1938.
30. — *Etude minéralogique du gisement métallifère de Ptrîul Baia, Ditrău, Ciuc*, Ann. Sci. Univ. Jassy, 1938.
31. IONESCU J., *Sienitul nefelinic de la Ditrău, o nouă materie primă pentru ceramică şi sticlă*, Com. Acad. R.P.R., 1959, **IX**, *10*.
32. IUSKEVICI M. O., *Tehnologia materialelor ceramice*, I.D.T., Bucureşti.
33. KOCH A., *Über den Eläolith und Sodalith von Ditró*, Tscherm. Min. Petr. Mitt., 1877.
34. — *Petrographische und tektonische Verhältnisse des Syenitstocks von Ditró in Ostsiebenbürgen*, N. Jahrbuch f. mineral., 1880.
35. LEVIN E. M., MC MURDIE H. F. a. HALL F. P., *Phase Diagrams for ceramists*, The American Ceramic Society Inc.,Ohio, 1956.
36. LIEBSCHER IM. u. WILLERT FR., *Technologie der Keramik*, VEB Verlag des Kunst, Halle, 1955.
37. MAURITZ B., *Das Syenitmassiv von Ditró*, Földt. Közl., 1909.
38. — *Über einige gesteinsbildende Mineralien aus Ungarn*, Földt. Közl., 1910.
39. — *Über die chemischen Verhältnisse des Syenitmassive von Ditró*, Matem. és Termeszettudómanyi Ertesitö, 1912.
40. — *Über den Kankrinit von Ditró*, Matem. és Termeszettudómanyi Ertesitö, 1912.
41. — *Zwei neue Gemengteile im Syenit von Ditr*, Földt. Közl., 1913.
42. MAURITZ B. u. VENDL N., *Beiträge zur Kenntnis der abyssichen Gesteine des Syenitmassivs von Ditró*, Math. u. Natur Berichte aus Ungarn, 1926—1927, **XXXIV**.
43. MAURITZ B., VENDL N. u. HARWOOD F. H., *Neuere Syenittypen von Ditró in Siebenbürgen*, Math. u. Natur Berichte aus Ungarn, 1926, **XXXIII**.
44. МАЗЕЛ В. А., *Производство глиноземa*, Металлургиздат, Москва, 1950.
45. MOROZEWICZ J., *Über die chemische Zusammensetzung des Gesteinsbildenden Nephelins*, Bull. Ac. Pol. Math. et Nat., Seria A, 1928.
46. — *Le marinpolite et ses parents*, Tscherm. Min.Petr. Mitt., 1930.
47. NEWCOMB HEXFORD, *Ceramicz whitewares. History, tehnology and applications*, New York, 1947.
48. NICOLAU TH., *Beiträge zur Kenntnis rumänischer Felsorten*, Tscherm. Min. Petr. Mitt., 1930.
49. PANTÓ S., *Orlova Ore Prospect near Ditró (Transylvania)*, Rel. Ann. Just. Publ. Hung., 1941—1942, partea a II-a.
50. ПОЛКИН С. И., *Обогащение руд*, Москка, 1953.
51. POLKIN S. I., *Procedee noi în tehnica preparării substanţelor minerale utile*, I.D.T., Bucureşti, 1955.
52. RANKAMA K. a. SAHAMA TH., *Geochemistry*, Chicago, 1949.
53. RATH G.v., *Das Syenitgebirge von Ditró und das Trachytgebirge Hargitta nebst dem Büdösch im östlichen Siebenbürgen*, Verhandlungen naturalist Vereins, 1875.
54. — *Über die Geologie des südöstlichen Siebenbürgens; namentlich über das Syenitgebirge Ditró und das Trachytgebirge Hargitta*, Verh. d. niderrhein Ges. f. Natur. u. Heilkunde, Bonn.

55. REINHARD M., *Sur l'âge de l'intrusion du syénite néphélinique de Ditró — Transylvanie*, Dări de seamă Inst. geol. Rom., 1911.
56. STRECKEISEN A., *Zur Differentiation im Nephelinsyenit Massiv von Ditró (Rumänien)*, Bul. Lab. Miner. Univ. Bucureşti, 1935.
57. — *Das Nephelinsyenit-Massiv von Ditró in Rumänien als Beispiel einer Kombinierten Differentiation und Assimilation*, Verh. Schweiz. Natur Ges., 1938.
58. — *Das Nephelinsyenit-Massiv von Ditró (Siebenbürgen)*, Schweiz. Min. Petr. Mitt., 1954, partea I.
59. SOLACOLU S., *Chimia fizică a silicaţilor tehnici*, Edit. tehnică, Bucureşti, 1957.
60. SUTTERLAND K. L. a. WERK I. V., *Principles of flotation*, Melbourne, 1955.
61. SZÁDECZKY I., *Description des minéraux et des roches presentés à l'exposition de Paris, 1900 par le Laboratoire de Minéralogie et de Géologie de l'Univ. de Cluj et par le Museum Transylvanicum*, Sitzungeberichte d.med. naturwiss. sektion d. Siebenbürg. Museumsvereins, 1899.
62. TEGGART A. F., *Handbook of mineral Dressing*, New York, 1948.
63. THERMIER H. et G., *L'évolution de la lithosphère. Pétrogénèse*, Paris, 1956, **I**.
64. * * * *Ceramic material issue. Ceramic Industrie*, 1958.
65. * * * *Manualul inginerului de mine*, Edit. tehnică, Bucureşti, 1956, **VI**.

F 1329

ACADEMIA REPUBLICII POPULARE ROMÎNE
SECȚIA DE GEOLOGIE ȘI GEOGRAFIE ȘI INSTITUTUL DE GEOLOGIE ȘI GEOGRAFIE

STUDII ȘI CERCETĂRI DE GEOLOGIE

Tomul VIII, nr. 4 1963

INDEX ALFABETIC

	Nr.	Pag.
ANTONESCU EM., BALȘ, ST., GEORGESCU F., GEORGESCU V., MANTEA GH., MIHĂILESCU N., PANIN N. și TOMESCU C., Date sedimentologice asupra depozitelor senonian-daniene din regiunea Vinţu-de-Jos — Geoagiu	2	215
BĂRBULESCU AURELIA, Contribuții la studiul faunei de lamelibranhiate jurasice din Dobrogea	1	45
CODARCEA AL. și POP GR., Contribuții la cunoașterea cretacicului din zona Șopot (Banatul de sud)	2	171
CONSTANTINESCU PETRE, PĂSAT TEODOR, RODINA VIOREL, SOLOMON ADRIAN, SOLOMON MARIA și TEODORESCU VLADIMIR, Contribuții la cunoașterea structurii geologice a Platformei Moesice în zona Urziceni — Moara-Săracă — Buftea (reg. București) după datele seismice	3	425
CONTESCU R. LORIN, Facies și tectonică	1	65
DIMIAN-POPA ELENA, Contribuții la studiul inoceramilor și amoniților neocretacici din împrejurimile Vinţului (Munții Apuseni)	4	475
FILIPESCU M. G. și DRAGASTAN O., Asupra prezenței unor depozite cu *Nannoconus* în sedimentele jurasico-cretacice din R.P. Romînă	2	185
FILIPESCU M. G. și DRAGASTAN O., Resturi de *Tintinnidae* în depozitele tithonice și neocomiene din R.P. Romînă	3	333
FILIPESCU M. G. și SĂNDULESCU JANA, Contribuții la cunoașterea flișului cretacic din regiunea Cernatu (Munții Bodocului)	4	453
FILIPESCU M. N., Posibilități de cercetare geochimică, prin cartarea gazelor din sol a zăcămintelor de hidrocarburi din zona Urziceni — Moara-Săracă — Buftea	3	435
GIVULESCU RĂZVAN, Bractee fosile de *Carpinus* de la Chiuzbaia (reg. Maramureș)	3	393
IMREH IOSIF și IMREH GABRIELA, Studii morfologice asupra cristalelor de baritină de la Copăceni	1	125
IONESCU JEANA, Studiul valorificării sienitelor alcaline nefelinice de la Ditrău ca înlocuitor al feldspatului în industria ceramică	4	553
LUPU DENISA, Observații asupra panonianului de la Hălmagiu și Mermești (bazinul Crișului Alb)	3	403
MAXIM AL. ION și GHIURCA VIRGIL, Varietăți de forme de *Unio Wetzleri flabellatiformis* Mik. din pliocenul de la Derșida — Sălaj	1	13
MIRĂUȚĂ ELENA, Asupra prezenței unor conodonte în triasicul de la Hagighiol (Dobrogea)	4	489
MOISESCU V., Contribuții la cunoașterea faunei de moluște oligocene din regiunea Ticu — Tămașa (bazinul văii Almașului, nord-vestul Transilvaniei)	2	201
PANĂ IOANA, Contribuții la studiul paleoecologic al faunei meoțiene și ponțiene (regiunea Buzău)	1	35
PATRULIUS D. și NEAGU T., Asupra prezenței dinanțianului în fundamentul Cîmpiei Romîne (Masivul moesic)	2	195
PETRULIAN N. ,STECLACI LIVIA și IONESCU M., Contribuții la cunoașterea prezenței reniului în mineralizațiile de molibden din R.P.R.	4	499

	Nr.	Pag.
PITULEA G., TĂNĂSESCU F. şi MÎNZĂRARU LIDIA, Asupra prezenţei witheritului în zăcămîntul de baritină de la Ostra	3	413
POP GR,. Contribuţii la cunoaşterea paleozoicului din părţile de est şi nord-vest ale Masivului Godeanu (Carpaţii Meridionali)	3	369
RĂILEANU GR., NĂSTĂSESCU S. şi BOLDUR C., Date noi asupra limitei tectonice de vest a zonei Reşiţa (Banat)	1	7
SAVUL M., MOVILEANU A., DONOS M. şi DONOS I., Chimismul, distribuţia şi rolul economic al rocilor carbonatice cretacice din Dobrogea. I. Profilul geochimic al rocilor cretacice de la Cernavodă	1	79
SAVUL MIRCEA, MOVILEANU AURELIA, DONOS IURI şi DONOS MARIA, Chimismul, distribuţia şi rolul economic al rocilor carbonatice din Dobrogea de sud. II. Rocile senoniene	4	507
SEMENENKO N. D., DESSILA-CODARCEA MARCELA, DEMIDENKO S. G. şi ZEIDIC B. B., Interpretarea geologică a datelor de vîrstă absolută a formaţiunilor cristalofiliene din Carpaţii Meridionali centrali	4	535
STOICA CORIOLAN, Vîrsta conglomeratelor de Pietricica	3	357
STOICA CORIOLAN, Vîrsta gresiei de Moişa	4	467
SZABÓ ARPÁD şi BÁNYAI IOAN, Contribuţii la cercetarea radiogeologică a Carpaţilor Orientali	2	303
SZŐKE AMALIA, Cercetări petrografice şi de analiză structurală petrologică în valea Firizei (Baia-Mare)	1	141
SZÖKE AMALIA, Studiu petrografic asupra rocilor andezitice din carierele din valea Oltului, între Tuşnad şi Malnaş	2	253
TREIBER I. şi SZABÓ A., Consideraţii asupra proprietăţilor radioactive ale rocilor eruptive masive din Munţii Gurghiului de nord	1	101
TREIBER I. şi SZABÓ A., Contribuţii asupra cercetării proprietăţilor radioactive ale rocilor subvulcanice din Munţii Călimanii de nord	1	111
TRIFULESCU MIRCEA, Cercetări geologice în regiunea Luncoiul-de-Jos	2	275
VINOGRADOV C., BARBU I. Z. şi HESSELMAN A., Contribuţii la cunoaşterea zăcămîntului sedimentar de fier de la Căpuş (reg. Cluj)	2	235

АКАДЕМИЯ РУМЫНСКОЙ НАРОДНОЙ РЕСПУБЛИКИ
ОТДЕЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ И ГЕОГРАФИИ И ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОГРАФИИ

ТРУДЫ И ИССЛЕДОВАНИЯ ПО ГЕОЛОГИИ

Том VIII 1963

АЛФАВИТНЫЙ УКАЗАТЕЛЬ

	№	Стр.
АНТОНЕСКУ ЕМ., БАЛШ СТ, ДЖЕОРДЖЕСКУ Ф., ДЖЕОРДЖЕСКУ В., МАНТЯ Г., МИХЭЙЛЕСКУ Н., ПАНИН Н. и ТОМЕСКУ К., Седиментологические данные, касающиеся сенондатских отложений района Винцу Де Жос-Джеоаджиу	2	215
БЭРБУЛЕСКУ АУРЕЛИЯ, К изучению фауны юрских пластинчатожаберных Добруджи	1	45
ВИНОГРАДОРОВ К., БАРБУ И. З. и ХЕССЕЛЬМАН А., К изучению осадочного железорудного месторождения Кэпуш (область Клуж)	2	235
ЖИВУЛЕСКУ РЭЗВАН, Ископаемые прицветники, обнаруженные в районе Киузбайя (обл. Марамуреш)	3	393
ДИМИАН ЕЛЕНА, К изучению иноцерамовой и аммонитовой фауны в верхнемеловых отложениях в окрестностях с. Винцу (Западные горы)	4	475
ИМРЕХ ИОСИФ и ИМРЕХ ГАБРИЕЛА, Морфологические исследования кристаллов барита , собранных в Копэчени	1	125
ИОНЕСКУ ЖАНА, Исследования по освоению щелочных нефелиновых сиенитов массива Дитрэу для замены полевых шпатов в керамической промышленности		
КОДАРЧА АЛ. и ПОП ГР., К изучению мела в зоне Шопот (Северный Банат)	2	171
КОНСТАНТИНЕСКУ ПЕТРЕ, ПЭСАТ ТЕОДОР, РОДИНА ВИОРЕЛ, СОЛОМОН АДРИАН, СОЛОМОН МАРИЯ и ТЕОДОРЕСКУ ВЛАДИМИР, К изучению геологического строения Мезической Платформы в зоне Урзичень — Моара Сэракэ — Буфтя (Обл. Бухарест) по сейсмометрическим данным	3	425
КОНТЕСКУ Р. ЛОРИН, Фации и тектоника	1	65
ЛУПУ ДЕНИСА, Относительно паннонских отложений, развитых в районе Хэлмаджиу и Мермешть (бассейн р. Кришул Алб)	3	403
МАКСИМ АЛ. ИОН и ГЮРКА ВИРЖИЛ, Изменение форм Unio wetzleri flabellatiformis, распространенных в плиоцене района Дершида-Сэлаж	1	13
МИРЭУЦЭ ЕЛЕНА, О присутствии некоторых видов конодонтов в отложениях триаса в районе Хаджигиол (Добруджа)	4	489
МОЙСЕСКУ В., К изучению олигоценовой фауны моллюсков в районе Тику-Тэмаша (Бассейн долины Алмаша, северозападная Трансильвания)	2	201
ПАНЭ ИОАНА, К палеонтологическому изучению мэотической и понтической фауны (область Бузэу)	1	35
ПАТРУЛИУС Д. и Т. НЯГУ, О присутствии динантского яруса в фундаменте румынской низменности (Мизийский массив)	2	195
ПЕТРУЛИАН Н., СТЕКЛАЧ ЛИВИЯ и ИОНЕСКУ М., К изучению рения, выявленного в молибденовом оруденении в РНР	4	123
ПИТУЛЯ Г., ТЭНЭСЕСКУ Ф. и МЫНЗЭРЯНУ ЛИДИЯ, О присутствии витерита в рудах баритового месторождения Остра	3	413
ПОП ГР., К изучению палеозоя и мезозоя в восточной и северо-восточной части горново массива Годяну (Южные Карпаты)	3	369

	№	Стр.
РЭЙЛЯНУ ГР., НЭСТЭСЯНУ С. и К. БОЛДУР, Новые данные о западной тектонической границе зоны Решица (Банат)	1	7
САВУЛ М., МОВИЛЯНУ А., ДОНОС М. и ДОНОС И., Химизм, распространение и экономическая роль карбонатных пород Добруджи. I. Геохимический профиль меловых пород у Чернавода	1	79
САВУЛ МИРЧА, МОВИЛЯНУ АУРЕЛИЯ, ДОНОС ЮРИЙ и ДОНОС МАРИЯ, Химизм, распространение и экономическое значение карбонатных пород южной Добруджи. II. Породы сенона	4	507
САБО АРПАД и БАНЬЯЙ ИОАН, О радиогеологических исследованиях в Восточных Карпатах	2	303
СЕМЕНЕНКО Н. Д., ДЕССИЛА-КОДАРЧА МАРЧЕЛА, ДЕМИДЕНКО С. Г. и ЗЕЙДИС Б. Б., Геологическая интерпретация данных об абсолютном возрасте кристаллических пород в центральной части Южных Карпат	4	535
СЕКЕ АМАЛИЯ, Петрографические исследования и структурно-петрологический анализ пород долины Фириза (Бая-Маре)	1	141
СЕКЕ АМАЛИЯ, Петрографическое исследование андезитовых пород в карьерах по долине Олта, между Тушнадом и Малнашем	2	253
СТОЙКА КОРИОЛАН, Возраст конгломератов типа Пиетричика . .	3	357
СТОЙКА КОРИОЛАН, Возраст песчаников типа Мойша	4	467
ТРАЙБЕР И. и САБО А., Радиоактивные свойства массивных изверженных горных пород северных гор Гургиу	1	101
ТРАЙБЕР И. и САБО А., К изучению радиоактивных свойств субвулканических пород Северно-Кэлиманских гор	1	111
ТРИФУЛЕСКУ МИРЧА, Геологические исследования в районе Лункоюл де Жос	2	275
ФИЛИПЕСКУ М. Г. и ДРАГАСТАН О., О присутствии отложений с фауной Nannoconus в отложениях юры-мела на территории РНР	2	185
ФИЛИПЕСКУ М. Г. и ДРАГАСТАН О., Остатки Tintinnidae в отложениях титона и неокома на территории РНР	3	333
ФИЛИПЕСКУ М. Г. и СЭНДУЛЕСКУ ЖАНА, К изучению мелового флиша в районе Чернату (горы Бодок)	4	453
ФИЛИПЕСКУ М. Н., Геохимическое исследование месторождений углеводородов зоны Урзичень-Моара Сэракэ-Буфтя методом съемки выходов газов	3	435

ACADÉMIE DE LA RÉPUBLIQUE POPULAIRE ROUMAINE
SECTION DE GÉOLOGIE ET GÉOGRAPHIE ET INSTITUT DE GÉOLOGIE ET GÉOGRAPHIE

ÉTUDES ET RECHERCHES DE GÉOLOGIE

Tome VIII 1963

INDEX ALPHABÉTIQUE

	N°	Page
ANTONESCU EM., BALȘ ST., GEORGESCU F., GEORGESCU V., MANTEA GH., MIHĂILESCU N., PANIN N. et TOMESCU C., Données sédimentologiques sur les dépôts sénoniens-daniens de la région de Vinţu-de-Jos — Geoagiu	2	215
BĂRBULESCU AURELIA, Contribution à l'étude de la faune de lamellibranches jurassiques de Dobrogea	1	45
CODARCEA AL., et POP GR., Contribution à l'étude du Crétacé dans la zone de Șopot (Banat du sud)	2	171
CONSTANTINESCU PETRE, PĂSAT TEODOR, RODINA VIOREL, SOLOMON ADRIAN, SOLOMON MARIA et TEODORESCU VLADIMIR, Contribution à la connaissance de la structure géologique de la Plate-forme Mœsique dans la zone de Urziceni — Moara-Săracă — Buftea (rég. de Bucarest), d'après les données séismiques	3	425
CONTESCU R. LORIN, Faciès et tectonique	1	65
DIMIAN-POPA ELENA, Contribution à l'étude des Inocérames et des Ammonites néocrétacés des environs de Vinţu (monts Apuseni)	4	475
FILIPESCU M. G. et DRAGASTAN O., Sur la présence des dépôts à *Nannoconus* dans les sédiments jurassico-crétacés de la R.P. Roumaine	2	185
FILIPESCU M. G. et DRAGASTAN O., Restes de *Tintinnidae* dans les dépôts tithoniques et néocomiens de la R.P. Roumaine	3	333
FILIPESCU M. G. et SĂNDULESCU JANA, Contribution à la connaissance du flysch crétacé de la région de Cernatu (monts du Bodoc)	4	453
FILIPESCU M. N. Possibilités de recherche géochimique des gisements d'hydrocarbures au moyen des levés des gaz du sous-sol dans la zone de Urziceni — Moara-Săracă — Buftea	3	435
GIVULESCU RĂZVAN, Bractées fossiles de *Carpinus* à Chiuzbaia (rég. de Maramureș)	3	393
IMREH IOSIF et IMREH GABRIELA, Etude morphogénétique des cristaux de barytine de Copăceni	1	125
IONESCU JEANA, Etude de la mise en valeur des syénites alcalines, néphéliniques de Ditrău pour remplacer le feldspath dans l'industrie céramique	4	553
LUPU DENISA, Observations sur le Pannonien de Halmagiu et Mermești (bassin du Crișul Alb)	3	403
MAXIM AL. ION et GHIURCA VIRGIL, Variations de formes chez *Unio Wetzleri flabellatiformis* Mik., dans le pliocène de Derșida — Sălaj	1	13
MIRĂUȚĂ E., Sur la présence de quelques Conodontes dans le Triasique de Hagighiol (Dobrogea)	4	489
MOISESCU V., Contribution à l'étude de la faune de mollusques oligocènes de la région Ticu — Tămașa (bassin de la vallée de l'Almaș, nord-ouest de la Transylvanie)	2	201
PANĂ IOANA, Contribution à l'étude paléo-écologique de la faune Méotienne et Pontienne (région de Buzău)	1	85

	N°	Page
PATRULIUS D. et NEAGU T., Sur la présence du Dinantien dans le soubassement de la Plaine Roumaine (massif mœsien)	2	195
PETRULIAN N., STECLACI LIVIA et IONESCU M., Sur la présence du rhénium dans les minéralisations de molibdénite de la R.P. Roumaine . . .	4	499
PITULEA G., TĂNĂSESCU F. et MÎNZĂRARU LIDIA, Sur la présence de la withérite dans le gisement de barytine d'Ostra	3	413
POP GR., Contribution à l'étude du Paléozoïque et du Mésozoïque dans les parties est et nord-est du massif Godeanu (Carpates méridionales)	3	369
RĂILEANU GR., NĂSTĂSEANU S. et BOLDUR C., Nouvelles données sur la limite tectonique occidentale de la zone de Reşiţa (Banat)	1	7
SAVUL M., MOVILEANU A., DONOS M. et DONOS I., Chimisme, distribution et rôle économique des roches carbonatées de Dobrogea, I. Profil géochimique des roches crétacées de Cernavoda	1	79
SAVUL MIRCEA, MOVILEANU AURELIA, DONOS IURI et DONOS MARIA, Chimisme, distribution et rôle économique des roches carbonatées de la Dobrogea méridionale. II. Roches sénoniennes	4	507
SEMENENKO N. D., DESSILA-CODARCEA MARCELA, DEMIDENKO S. G. et ZEIDIS B. B., Interprétation géologique des données fixant l'âge absolu des formations cristallophylliennes des Carpates méridionales centrales	4	535
STOICA CORIOLAN, Age des conglomérats de Pietricica	3	357
STOICA CORIOLAN, L'âge du grès de Moişa	4	467
SZABÓ ARPÁD et BÁNYAI IOAN, Contribution à la recherche radiogéologique dans les Carpates orientales	5 2	303
SZÖKE AMALIA, Recherches pétrographiques et d'analyse structurale pétrologique dans la vallée de Firiza (Baia-Mare)	1	141
SZÖKE AMALIA, Etude pétrographique des roches andésitiques des carrières de la Vallée de l'Olt, entre Tuşnad et Malnaş.	2	253
TREIBER I. et SZABÓ A., Considérations sur les propriétés radio-actives des roches éruptives massives des monts Gurghiul de nord	1	101
TREIBER I. et SZABÓ A., Contribution à la connaissance des propriétés radio-actives des roches subvolcaniques des monts Călimanii de nord.	1	111
TRIFULESCU MIRCEA, Recherches géologiques dans la région de Luncoiul-de-Jos	2	275
VINOGRADOV C., BARBU I. Z. et HESSELMAN A., Contribution à l'étude du gisement sédimentaire de fer de Căpuş (région de Cluj)	2	235

MŰSZAKI KÖNYVTÁRÉS DOKUMENTÁCIÓS KÖZPONT 1883

LUCRĂRI APĂRUTE ÎN EDITURA ACADEMIEI R.P.R.

ION ATANASIU, **Cutremurele de pămînt din Romînia**, 196 p. + 17 pl., 13,70 lei.

VALERIA MICALEVICH-VELCEA, *Masivul Bucegi. Studiul geomorfologic*, 152 p. + 18 pl., 17,80 lei.

GH. BOMBIȚĂ, **Contribuții la corelarea eocenului epicontinental în R.P. Romînă**, 116 p. + 8 pl., 6,45 lei.

N. VLAICU-TĂTĂRÎM, **Stratigrafia eocenului din regiunea de la sud-vest de Cluj**, 208 p. + 24 pl., 15 lei.

T. IORGULESCU, N. I. NICULESCU și MARIA PENEȘ, **Vîrsta unor masive de sare din R.P.R.**, 122 p. + 1 pl., 6,10 lei.

AMALIA SZŐKE și LIVIA STECLACI, **Regiunea Toroiaga—Baia-Borșa. Studiu geologic, petrografic, mineralogic și geochimic**, 240 p. + 25 pl., 19 lei.

ION PREDA, **Studiul geologic al regiunii Roșia—Meziad (Munții Pădurea Craiului)**, 112 p. + 11 pl., 8,85 lei.

VICTORIA STIOPOL, **Studiul mineralogic și geochimic al complexului filonian din Munții Țibleșului**, 96 p. + 3 pl., 4,80 lei.

P. GÎȘTESCU, **Laeurile din R.P.R. — Geneză și regim hidrologic**, 296 p. + 7 pl., 22 lei.

* * * **Probleme de geografie**, vol. IX, 372 p. + 17 pl., 22,30 lei.

* * * **Probleme de geografie**, vol. X, 312 p. + 19 pl., 21,90 lei.

* * * **Cercetări de pedologie. Lucrările Conferinței de pedologie, București, septembrie 1958**, 680 p. + 20 pl., 34,20 lei.

* * * **Probleme de geofizică**, vol. I, 276 p. + 9 pl., 13,70 lei.

* * * **Probleme de geofizică**, vol. II, 244 p. + 8 pl., 14,50 lei.

ÎN ATENȚIA CITITORILOR

Aducem la cunoștința cititorilor că începînd de la 1 ianuarie 1964 revista „Studii și cercetări de geologie" va apărea, în continuare, sub titlul „Studii și cercetări de geologie, geografie, și geofizică" — „Seria geologie", cu două apariții pe an.

Revista va publica studii, lucrări și note din domeniul geologiei.

Comitetul de redacție

Din

STUDII ŞI CERCETĂRI DE GEOLOGIE *)

au apărut :

t. I, 1956, 4 n-re (2 n-re duble a 5 lei);
t. II, 1957, 4 n-re (primele 2 n-re a 5 lei ; nr. 3—4 duble, 10 lei);
t. III, 1958, 4 n-re (2 n-re duble a 16 lei);
t. IV, 1959, 2 n-re (a 9 lei);
r. V, 1960, 4 n-re (a 9 lei);
t. VI, 1961, 4 n-re (a 9 lei);
t. VII, 1962, 4 n-re (a 9 lei);
t. VIII 1963, primele 3 n-re (a 9 lei).

Numerele curente se găsesc de vînzare
în Bucureşti : la LIBRĂRIA ACADEMIEI
LIBRĂRIA „MIHAIL EMINESCU"
LIBRĂRIA NOASTRĂ nr. 17
LIBRĂRIA NOASTRĂ nr. 4
în Cluj : la LIBRĂRIA „A. S. PUŞKIN"
în Iaşi : la LIBRĂRIA CENTRALĂ
în Timişoara : la LIBRĂRIA NOASTRĂ nr. 1

precum şi la chioşcurile şi magazinele de difuzare a presei din mediul urban.

Se pot comanda şi prin poştă la librăria

„CARTEA PRIN POŞTĂ"

Bucureşti, str. Biserica Enei nr. 16, raionul 30 Decembrie.

Abonamentele se fac la oficiile poştale, agenţiile poştale, factorii poştali şi difuzorii voluntari din întreprinderi şi instituţii.

Pentru străinătate, cererile de numere izolate sau de abonamente se fac prin Întreprinderea de stat pentru comerţul exterior „Cartimex" I.S.C.E., str. Aristide Briand nr. 14, sau căsuţa poştală 134—135, Bucureşti.

*) Tomurile I—II au apărut sub titlul : BULETIN ŞTIINŢIFIC, avînd ca subtitlu : SECŢIA DE GEOLOGIE ŞI GEOGRAFIE.

I. P. I c 4476

43824

Lei 9 —